



Caracterização geológica dos processos de alteração hidrotermal do granito de Freixiosa-Mesquitela (Mangualde)

Miguel Cardoso Maia

Mestrado em Geologia

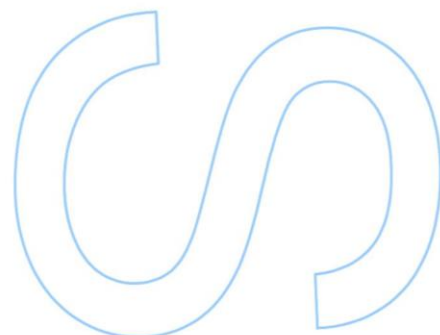
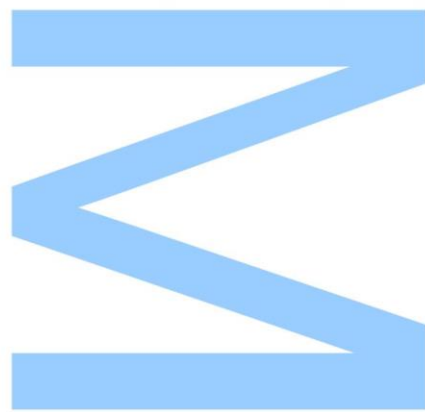
Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, FCUP
2016

Orientador

Iuliu Bobos Radu, Professor Associado com Agregação, Faculdade de Ciências da
Universidade do Porto

Coorientador

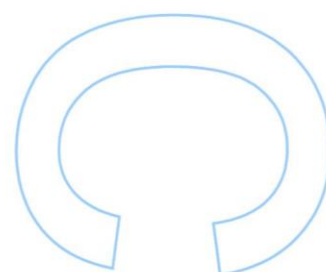
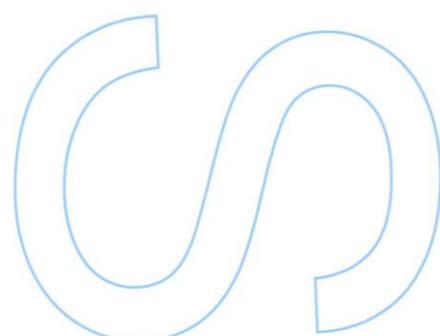
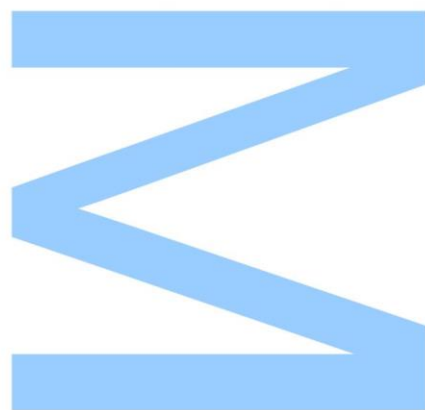
Fernando Noronha, Professor Catedrático Jubilado, Faculdade de Ciências da
Universidade do Porto





Todas as correções determinadas
pelo júri, e só essas, foram efetuadas.
O Presidente do Júri,

Porto, ____/____/____



AGRADECIMENTOS

Nesta pequena, muito pequena folha mostro um pouco do meu agradecimento a todos que de forma direta ou indireta contribuíram para que este trabalho chegasse a bom porto, que investiram em mim, que acompanharam o meu percurso académico e partilharam imensos bons momentos comigo.

Antes de mais quero agradecer ao Professor Iuliu Bobos Radu, orientador deste trabalho, pela proposta do tema de trabalho ainda durante a minha licenciatura, por todo o seu apoio durante os últimos anos, por me ter proporcionado entrar em contacto com esta área e por todos os ensinamentos durante todo este período.

Ao Professor Fernando Noronha, coorientador deste trabalho, quero agradecer não só a disponibilidade de fazer parte deste trabalho, mas também agradecer a enorme influência que teve durante todo o meu percurso académico, muito do que sei devo-o ao Professor. O seu trabalho é uma fonte de inspiração para muitos jovens geólogos.

Este trabalho foi realizado no Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território do qual expresso o meu orgulho e felicidade por aqui deixar um pouco de mim e por ter dado o meu contributo no enaltecimento desta nobre ciência, a Geologia. Agradeço de forma geral a todos os professoras que nos últimos 6 anos contribuíram para o meu enriquecer enquanto pessoa e geólogo.

Deixo o meu sincero agradecimento à Professora Alexandra Guedes por toda a paciência e ajuda durante o estudo dos fluídos, nas técnicas de microtermometria e espectroscopia de Raman. Foi essencial a sua ajuda e sem a qual este trabalho seria mais pobre, muito obrigado.

À Professora Armanda Dória que mostrou sempre toda a disponibilidade para ajudar no estudo da microfraturação e interpretação de dados, proporcionando excelentes ensinamentos aos quais eu espero fazer jus.

Ao Professor Pedro Nogueira que apesar da distância e por vezes a escassez de tempo sempre mostrou a maior disponibilidade em ajudar.

Quero deixar também um enorme agradecimento ao grupo do “235” e Lda. (Cláudia Cruz, Sara Leal, Ana Gonçalves, Joana Ribeiro...) que me acolheram e deixaram usar e abusar do seu “território”, que contribuíram das mais diversas formas, com material científico, com revisão, com suporte informático e com muito boa disposição acima de tudo.

Aos amigos, todos eles, que durante todos estes anos partilharam comigo excelentes momentos e que com eles cresci e continuarei a crescer.

Não posso deixar de agradecer a uma pessoa que caminhou a meu lado no meu percurso académico e com a qual aprendi, cresci muito e partilhei momentos que já mais esquecerei. Sara, o meu muito obrigado.

Por fim agradeço às pessoas que mais contribuíram para que tudo isto fosse possível, aos meus pais que ao longo deste moroso caminho me apoiaram de todas as maneiras possíveis, e que sem os quais não teria a possibilidade de fazer o que gosto. A toda a minha restante família o meu muito obrigado.

RESUMO

O granito de Freixiosa (Mangualde, Viseu) é tardi-pós tectónico relativamente à terceira fase de deformação da Orogenia Varisca, pertencendo ao batólito das Beiras no seio da Zona Centro-Ibérica. O granito de Freixiosa apresenta a particularidade de numa das zonas (na área de estudo) apresentar um elevado grau de alteração hidrotermal, mostrando um carácter epissienítico que lhe confere uma cor bastante distinta e que se revela uma fácies granítica bastante diferente do granito de Freixiosa.

O objetivo deste trabalho prendeu-se com a identificação das zonas de alteração, a sua respetiva amostragem e o seu estudo mineralógico, petrográfico e geoquímico de forma a avaliar os processos hidrotermais envolvidos nas alterações identificadas. O estudo dos paleofluidos aprisionados nas rochas é um dos componentes mais importantes neste estudo tendo sido realizados estudos microtermométricos e de microfraturação de forma a avaliar as condições de circulação do(s) fluído(s) que promoveram a epissienitização bem como a epidotização e hematitização.

Foi possível complementar este estudo com uma cartografia da área estudada de forma a avaliar a disposição das principais estruturas alteradas e principais fraturas, identificadas como sendo predominantemente N80° E; Sub-vertical e N 32°; 55° SE.

A utilização de diversas técnicas neste trabalho demonstra a versatilidade com que é possível encarar o problema, obtendo diferentes dados suscetíveis de interpretações distintas, mas que no fim contribuem para desenvolver uma proposta de resposta ao problema.

O epissienito em estudo está de facto intimamente ligado com a circulação de fluídos hidrotermais, apresentando uma estrutura do tipo “*pipe*” que segue uma orientação próxima das fraturas registadas na zona de alteração, em contacto muito brusco com o granito não alterado mostrando assim que há um controlo tectónico associado à circulação dos fluídos.

Palavras-Chave: Zona Centro-Ibérica, Epissienito, Alteração Hidrotermal, Inclusões Fluídas, Planos de Inclusão Fluídas.

ABSTRACT

The Freixiosa granite (Mangualde, Viseu District) is a granite intrusion belonging to the Beiras batholite in the heart of the Central Iberian Zone, it's characterized as a late to post tectonic granite in comparison to the third deformation phase of the Variscan orogeny. The Freixiosa granite in the particular case study is characterized as having a strong predomination of hydrothermal alteration, showing textural features such as color and mineralogy classifying it as an epissienite.

The main purpose of the work here presented as to do with the identification of the altered zones, sampling and the mineralogical, petrographic and geochemistry study of those samples in order to evaluate the hydrothermal processes and to identify the alterations present in each one of them. The study of the paleo fluids entrapped in the micro cracks of the rock is one of the main components of this work, to ensure this was done micro thermometric and micro fracturation studies were developed to determine the conditions of the fluid that promoted the epissienitization and the other alterations identified in the zone of study, such as epidotization and hematitization.

It was possible to complement this work with the cartography of the zone under study, identifying the principle altered structures and main fractures, the last ones identified as being predominantly N80° E; Sub Vertical and N 32°; 55° SE.

The use of several different techniques in this work shows the versatility of approaches that can be used to get the results in order to develop an answer proposal to the problem presented.

In this case of study, the epissienite is in fact intimately connected to the percolation of hydrothermal fluids in the granite of the area. It shows a typical pipe type structure that more or less follows the orientation of the main cracks and faults registered in the area of alteration. The contact between the non-altered granite and the epissienite is not subtle, showing a tectonic control for the circulation of the hydrothermal fluids.

Key-Words: Central Iberian Zone, Epissienite, Hydrothermal Alteration, Fluid Inclusion, Fluid Inclusion Planes.

ÍNDICE

I. Introdução e Objetivos	1
1. Introdução	1
2. Objetivos	2
2.1. Trabalho de Campo	2
2.2. Trabalho Laboratorial	3
II. Enquadramento Geográfico e Geológico	4
Introdução	4
1. Enquadramento Geográfico	6
2. Enquadramento Geológico	7
2.1. Granitóides Portugueses	9
2.2. Zona Centro-Ibérica	10
2.2.1. Granitóides da ZCI	12
3. Grupo de granitóides do Batólito das Beiras	13
III. Ocorrências de Mineralizações de Urânio e Rochas Epissieníticas em Portugal	16
Introdução	16
1. Urânio em Portugal	17
1.1. Mineralizações de Urânio em Portugal	18
2. Epissienitos	20
2.1. Epissienitos em Portugal	20
2.1.2. Mineralizações associadas a Epissienitos	22
IV. Materiais, Metodologias e Técnicas Analíticas	17
Introdução	23
1. Trabalho de Campo	25
1.1. Amostragem	26
2. Técnicas Analíticas e Preparação de Amostras	28
2.1. Microscopia Ótica de Transmissão	28
2.1.1. Preparação de Amostras	28

2.1.2.Análise petrográfica.....	29
2.2.Técnicas analíticas e preparação de amostras para o estudo mineralógico e geoquímico	30
2.2.1.Preparação de Amostras (Raio-X e Ftir).....	30
2.3.Difração de raios X	31
2.3.1.Princípios Físicos	31
2.4.Espectrometria de Infravermelho (FTIR)	34
2.4.1. Princípios físicos	34
2.4.2.Preparação de Amostras.....	36
2.5.Espectrometria de Fluorescência de Raios-x (FRX).....	39
2.6.Microsonda Eletrónica.....	42
2.7.Espectroscopia de Raman	43
2.7.1.Fundamentos	43
2.7.2.Preparação da amostra e metodologias	44
2.8.Geoquímica de Rocha Total	45
3.Inclusões Fluídas	46
3.1.Definição e Classificação das IF	47
3.1.1.Classificação Quanto à Origem	47
3.1.2.Classificação composicional.....	48
3.2.Planos de inclusões fluidas (PIF)	50
3.2.1.Metodologia para o estudo dos PIF	51
3.3.Conceitos utilizados	51
3.4.Métodos gerais de estudo.....	53
3.4.1.Microtermometria	53
3.4.1.1.Termometria	54
3.4.1.2.Criometria	55
3.4.1.3.Modelo composicional	56
3.5.Preparação de amostras e material utilizado	56
3.6.Platina de esmagamento	59

3.6.1. Metodologia.....	59
V. Resultados	62
Introdução	60
1. Trabalho de Campo.....	61
1.1. Cartografia das zonas de alteração e controlo estrutural	62
2. Microscopia ótica de transmissão.....	69
2.1. Granito da Freixiosa.....	70
2.1.1. Fases minerais primárias	70
2.1.2. Fases tardi magmáticas	77
2.2. Alterações pós-magmáticas.....	79
2.2.1. Epissienitização.....	80
2.2.2. Moscovitização.....	82
2.2.3. Sericitização	83
2.2.4. Cloritização	85
2.2.5. Epidotização.....	87
2.2.6. Hematitização.....	89
2.2.7. Silicificação	90
2.3. Outras fases minerais	91
3. Caracterização estrutural das plagioclases	92
3.1. Difração de Raio X (DRX)	92
3.2. FTIR.....	94
4. Espectroscopia de Raman	97
4.1. Fácies Granítica da Freixiosa	97
4.2. Alteração “Epissienítica”	99
5. Cristaloquímica das fases de neoformação	100
6. Geoquímica do processo pós-magmático	104
7. Inclusões Fluídas	108
7.1. Estudo da Microfraturação	109
7.2. Resultados Microtermometria	110

7.2.1.Fácies Granítica da Freixiosa	110
7.2.2.Epissienito.....	116
7.3.Interpretação.....	122
7.3.1.Fácies Granítica da Freixiosa	122
7.3.2.Epissienito.....	124
7.4.Espectroscopia de Raman	126
7.5.Platina de Esmagamento – Técnica Auxiliar	127
VI.Considerações Finais	128
Introdução	128
1.Estudo Petrográfico.....	128
2.Caracterização estrutural das plagioclases	130
3.Geoquímica dos processos pós-magmáticos	131
4. Inclusões fluídas (microfraturação e microtermometria)	132
5.Trabalhos futuros	134
VII.Referências Bibliográficas	119
Anexos	142

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localização geográfica da área de estudo com aproximação para a zona da pedreira na qual se insere. Imagens captadas em Google Earth.	6
Figura 2: Quadro de classificação granitóides quanto à origem e contexto tectónico (Pitcher, 1987).	9
Figura 3: Principais acidentes da ZGTM e ZCI (adaptado de Pereira et. al., 1993).....	11
Figura 4: Zonamento dos granitos na ZCI (Dias & Coke, 2006)	12
Figura 5: Modelo explicativo da intrusão e evolução tectónica dos granitos pertencentes ao Batólito das Beiras. (Azevedo & Aguado, 2013).....	15
Figura 6: Localização das principais ocorrências de Urânio na ZCI propostas por Pereira et al., 1993, com a inclusão do local em estudo neste trabalho.	19
Figura 7: Principais ocorrências de epissienitos na ZCI e ZGTM tendo por base o mapa dos principais acidentes proposto por Pereira et. al., 1993, com a projeção de dados de Jaques (2008).....	21
Figura 8: Panorâmica do local de estudo, na pedreira de Brigalde, Mangualde (Viseu).	25
Figura 9: Exposição de algumas das amostras recolhidas. 1- Granito não alterado; 2- Cavidades Mirolíticas; 3- Albite; 4- Granito Vermelho; 5- Zona de Epidotização; 6- Hematitização.	27
Figura 10: Microscópio Ótico de luz polarizada transmitida.....	29
Figura 11: Modelo de incidência do fascículo de raio x.	32
Figura 12: Equipamento de DRX utilizado.	33
Figura 13: Esquema do funcionamento de um interferómetro de Michelson. A seta azul indica radiação refletida em fase diferente da incidente (vermelha). As setas a verde indicam o feixe resultante da interferência das radiações vermelha e azul.	35
Figura 14: Amostra (Correspondente à figura 9.4) utilizada para a recolha de feldspatos (1, 2 e 3) para a análise de FTIR.	36
Figura 15: Amostra de albite correspondente à amostra da figura 9.3.	37
Figura 16: Balança de precisão.	37
Figura 17: Processo para obtenção das pastilhas para análise FTIR.....	38
Figura 18: Equipamento utilizado para análise FTIR.....	38
Figura 19: Representação do raios X (in Thermo Fisher Scientific, 2007).....	40
Figura 20: Equipamento Raman utilizado.	44
Figura 21: Aspecto geral do software GCDkit 4.00.	45

Figura 22: Modelo exemplificativo da origem dos PIF. Hansteen (1988) in Kherkof (2011).	48
Figura 23: Classificação dos PIF segundo Simmons & Richer (1976) e Kranz (1983)	50
Figura 24: Modelo utilizado para o cálculo do grau de preenchimento das inclusões fluídas. (in Fluid Inclusions – Petrography and genetic interpretation of fluid inclusions)	52
Figura 25: Microscópio utilizado para a criometria, juntamente com o restante material necessário para a técnica (botija de azoto e termómetro acoplado à platina de arrefecimento), DGAOT.	57
Figura 26: Material utilizado para a termometria das inclusões fluídas.	58
Figura 27: Amostras padrão para a calibração do equipamento.	58
Figura 28: Platina de esmagamento.	59
Figura 29: Fotografias da zona sul e zona este juntamente com os seus planos de fraturação principais.	63
Figura 30: Foto aérea do local de estudo com ampliação para as principais estrutural alteradas.	64
Figura 31: Cartografia da área de estudo e envolvente tendo por base a informação disponível na folha 17-B Fornos de Algodres à escala 1:50 000.	66
Figura 32: Proposta de cartografia da área de estudo e envolvente tendo por base a informação disponível na folha 17-B Fornos de Algodres à escala 1:50 000.	67
Figura 33: Cartografia restrita à área de estudo tendo por base o levantamento das principais estruturas alteradas e principais falhas.	68
Figura 34: Figura 34.1 a Figura 34.5 correspondentes a aspectos mineralógicos de alteração do granito não alterado.	71
Figura 35: Figuras 35.6 a 35.9 correspondentes a aspetos mineralógicos do granito não alterado.	72
Figura 36: Figuras 36.1 a 36.4 correspondentes a aspetos mineralógicos do granito não alterado.	73
Figura 37: Séries de Bowen.	74
Figura 38: Série de Bowen com o pico térmico correspondente à hipótese de formação da silimanite.	75
Figura 39: Figura 38.1 a 38.4 com aspectos texturais e mineralógicos das inclusões de silimanite (Sil) em quartzos nas lâminas de granito não alterado. Figura 38.5 a 38.8 mostram os aspetos texturais das inclusões de silimanite (variedade fibrolite) em moscovites primárias.	76

Figura 40: Foto representativa dos veios de albite no granito não alterado de Freixiosa in situ.	77
Figura 41: Foto representativa da associação mineral presente nas cavidades miarolíticas.	78
Figura 42: Amostra de granito vermelho “epissienito” apresentando uma textura mais pegmatítica.	79
Figura 43: Figuras 42.1 a 42.7 correspondentes á identificação dos processos de feldspatização patentes nas amostras de granito vermelho – epissienito.	81
Figura 44: Zona de intensa moscovitização do granito não alterado de Freixiosa.....	82
Figura 45: Figuras 44.1 a 44.3 apresentam zonas das lâminas de granito não alterado nas quais foi identificada sericitização (Ser).	83
Figura 46: As figuras apresentam zonas das lâminas de epissienito nas quais foi identificada sericitização (Ser).	84
Figura 47: As figuras 46.1 e 46.2 representam a dispersão de clorite vermicular (Chl) em quartzos (Qz II) do epissienito.	85
Figura 48: Figuras 47.3 a 47.5 com algumas particularidades da ocorrência de clorites vermiculares (Chl) nesta fácies de alteração.	86
Figura 49: Foto de veio de epidoto + quartzo + hematite na zona em estudo, in situ ..	87
Figura 50: Figuras 49.1 a 49.3 correspondentes à identificação de epidoto (Ep) na fácies epissienítica.....	88
Figura 51: Campo de uma das lâminas de epissienito no qual é possível identificar hematite (Hem).	89
Figura 52: Aspecto de zonas nas quais se identificou quartzo secundário de maiores dimensões com a sua respectiva análise petrográfica.	90
Figura 53: Campos de identificação de fases minerais acessórias do epissienito, com esfena (Spn), clorite (Chl), hematite (Hem) e apatite (Ap).....	91
Figura 54: Espectro DRX resultante da análise de albites do granito não alterado.	92
Figura 55: Espectro DRX resultante da análise de albites do epissienito.	92
Figura 56: Gráfico de correlação entre a % An vs Δ	93
Figura 57: Foto da amostra da qual foram amostrados os feldspatos (1,2 e 3) para análise por FTIR.	94
Figura 58: Espectro de FTIR da amostra de albite da rocha epissienítica.....	95
Figura 59: Espectro de FTIR da amostra de albite da rocha granítica.....	95
Figura 60: Sobreposição dos espectros de FTIR das amostras estudadas.....	96
Figura 61: Espectro da Silimanite (variedade fibrolite) com a correspondente zona analisada.	97

Figura 62: Espectro do quartzo com a correspondente zona analisada.	98
Figura 63: Espectro do zircão com a correspondente zona analisada.	99
Figura 64: Espectro da hematite com a correspondente zona analisada.	99
Figura 65: Diagrama $MR^3-2R^3-3R^2$ (Velde 1972) com a projeção das fases minerais de neoformação.....	101
Figura 66: Projeção das análises de granito não alterado (a preto), epissienito 1 (a verde), epissienito 2 (a vermelho) e epissienito 3 (a azul) num gráfico A/CNK-A/NK. Mostrando assim o carácter peralumiso das amostras.	105
Figura 67: Balanço de massa de três amostras epissienito 1 e 2 e sericitização.	106
Figura 68 Projeção da amostra de epissienito 2 num gráfico R1-R2 de De La Roche et al., 1980.....	107
Figura 69: Projeção da amostra de epissienito 1 num gráfico R1-R2 de De La Roche et al., 1980.....	107
Figura 70: Lâminas bipolidas preparadas no âmbito do estudo da microfraturação. .	108
Figura 71: Projeção das rosetas resultantes do estudo da microfraturação num mapa cartográfico da área de estudo.	109
Figura 72: Foto das lâminas ME(bp)-1.3 (A) e ME(bp)-1.2 (B) utilizadas no estudo das inclusões fluídas.	110
Figura 73: Foto de um PIF da lâmina ME(bp)-1.3.	111
Figura 74: Alguns dos principais aspectos de ocorrência de inclusões fluídas na lâmina ME(bp)-1.3.....	112
Figura 75: Exemplo de ocorrência de inclusões fluídas em feldspatos.	116
Figura 76: Foto de algumas IF bifásicas presentes na lâmina ME(bp)-1.2 com a presença das inclusões de clorite vermicular (Chl).	117
Figura 77: Foto que demonstra a presença de inclusões monofásicas (sem fase vapor).	118
Figura 78: Foto representativa de grandes inclusões de clorite vermicular nos quartzos em estudo.....	118
Figura 79: Histograma da divisão da salinidade das IF pelos PIF encontrados na lâmina ME(bp)-1.3.....	122
Figura 80: Histograma resultante do estudo termométrico da lâmina ME(bp)-1.3.	123
Figura 81: Histograma de salinidades agrupadas em grupos de PIF estudados.	124
Figura 82: Projeção das T_{mice}^0 das inclusões monofásicas com as T_{mice}^0 das inclusões bifásicas.....	125
Figura 83: Histograma relativo ao registo das temperaturas mínimas de aprisionamento registadas.	125

Figura 84: Espectro obtido em Raman que revela a presença de CO ₂ nas inclusões bifásicas, com a respetiva foto da inclusão fluída.	126
Figura 85: Foto do quartzo estudado em platina de esmagamento que revela pouca presença de CO ₂ nas inclusões.	127

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Classificação geotectónica e respetiva datação de granitos ibéricos (Ferreira et al., 1987; Adaptado por Azevedo & Aguado, 2013.).....	14
Tabela 2: Organigrama das metodologias utilizadas no presente trabalho.	24
Tabela 3: Número de amostras recolhidas e suas orientações em campo.	26
Tabela 4: Lâminas elaboradas e sua respetiva nomenclatura.	29
Tabela 5: Lâminas correspondentes a trabalhos anteriores.	29
Tabela 6: Elementos químicos e linhas espectrais utilizadas.	41
Tabela 7: Tabela síntese da classificação composicional. Alterado de Shepherd et al. 1985.	49
Tabela 8: Nomenclatura dos PIF segundo Simmons & Richer (1976) e Kranz (1983) 50	
Tabela 9: Tabela de relação da Temperatura do ponto eutético com o sistema composicional das Inclusões Fluídas (Adaptado de Goldstein, R. H., Reynolds, T. J. (1994), Valores de Davis et al. (1990)).	56
Tabela 10: Lâminas bipolidas preparadas para o estudo de inclusões fluídas	57
Tabela 11: Resultados das análises químicas obtidas em microsonda eletrónica ..	100
Tabela 12: Sequência paragenética.	103
Tabela 13: Análise química dos óxidos em rocha total.....	104
Tabela 14: Resultados do estudo microtermométrico da lâmina ME(bp)-03 correspondente à fácies granítica não alterada de Freixiosa. (¹n.o. – Não Observado)	113
Tabela 15: Resultados do estudo microtermométrico da lâmina ME(bp)-02 correspondente à fácies granítica alterada - Epissienito. (¹n.o. – Não Observado) ...	119

LISTA DE ABREVIATURAS

Ab	– Albite
Ap	– Apatite
Bt	– Biotite
Chl	– Clorite
E	– Este
Ep	– Epidoto
Eq.	– Equivalent (equivalente)
Fi	– Fibrolite
Flw	– Grau de Preenchimento
FTIR	– Fourier transform infrared spectroscopy
Hem	– Hematite
IF	– Inclusões Fluídas
Mc	– Microclina
Mo	– Moscovite
N	– Norte
NP	– Luz polarizada plana (Nícoís paralelos)
NW	– Noroeste
NX	– Luz polarizada cruzada (Nícoís cruzados)
Or	– Ortoclase
P	– Pressão
p.e.	– Por exemplo
PIF	– Planos de Inclusões Fluídas
Pl	– Plagioclase
Qz	– Quartzo
Rt	– Rútilo
S	– Sul
SE	– Sudeste
Ser	– Sericite
Sil	– Silimanite

Spn – Esfena

T – Temperatura

Te – Temperatura do eutético

Th – Temperatura de Homogeneização

Tmice – Temperatura de fusão do gelo

V – Volume

W – Oeste

Wt – Weight (peso)

X – Composição

ZCI – Zona Centro-Ibérica

ZGTM – Zona Galiza Trás-os-Montes

Zrn – Zircão

CAPÍTULO I



I.INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

1. INTRODUÇÃO

A realização deste trabalho de investigação insere-se na unidade curricular de dissertação/tese do Mestrado de Geologia e surge na continuidade do trabalho desenvolvido pelo orientando, depois da apresentação de uma comunicação no âmbito do IX Congresso Nacional de Geologia/ 2º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa e a publicação de um *short-paper* na compilação nº 101 das Comunicações Geológicas (2014).

O trabalho desenvolvido tem como foco principal as interações de fluído-rocha atuantes em granitos Variscos da Zona Centro-Ibérica, mais propriamente no granito de Freixiosa (Mangualde). Tendo em vista um contributo científico para a caracterização dos fluídos hidrotermais envolvidos durante o processo de epissienitização e um estudo mineralógico, petrográfico e geoquímico das fases de alteração hidrotermal do granito de Freixiosa.

Para este estudo foi selecionada uma área de trabalho e amostragem com contexto granítico conhecido previamente por trabalhos de cartografia à escala 1:50 000 das cartas 17-B de Fornos de Algodres. Foi do interesse a realização de uma cartografia de pormenor, porque a área de estudo em concreto carece de alguma falta de informação e revelou características diferentes das descritas. Por forma a desenvolver um trabalho que contribuísse para o conhecimento dos processos pós-magmáticos foi necessária uma vasta abordagem teórica da problemática, bem como a análise de estudos geológicos sobre áreas semelhantes.

A escolha da área Freixiosa (Mangualde, Viseu) recaiu sobre vários aspetos nomeadamente a sua inserção na sub-região Uranífera das Beiras, que devido à sua complexidade metalogénica se torna bastante aliciante por forma a perceber os processos pós-magmáticos que ocorreram após a instalação destes maciços graníticos. A proximidade do local de amostragem com a antiga mina de urânio da Freixiosa torna o tema muito importante para decifrar o(s) mecanismos de circulação de fluído(s) hidrotermais e, assim apresentar conclusões relativamente à mineralogia, petrografia e geoquímica destas fases de alteração hidrotermal.

Do ponto de vista de formação académica o desenvolver de um trabalho que apresenta uma diversidade de métodos analíticos tão vasta torna a oportunidade ainda mais importante, proporcionando o contacto com métodos e equipamentos que até à data do percurso não tinham sido utilizados, permitindo assim fazer todo o percurso de investigação, desde a amostragem, à preparação das amostras passando pela aquisição dos resultados e, por fim e a mais importante a sua análise. Com isto, um objetivo intrínseco foi a aprendizagem.

2.OBJETIVOS

Tendo em conta a caracterização macroscópica do granito *in situ*, o trabalho de campo realizado tornou-se uma ferramenta importante na identificação direta em campo do alvo de estudo proposto relacionado com os processos hidrotermais. As zonas de alteração do granito de Freixiosa apresentam uma tonalidade avermelhada, vulgarmente referidos como “Granitos Vermelhos” estes encontram-se reconhecidos em diversos granitos Variscos de Portugal (Ávila-Martins, 1972; Cheilletz, 1972; Cheilletz & Giuliani, 1982; Jaques, 2008). O tipo de alteração hidrotermal destas rochas e que lhes confere esta cor é denominada por epissenitização. Também foram identificados e avaliados outros tipos de alteração, tais como a cloritização e epidotização.

Foram delineadas estratégias e metodologias a seguir para que de forma mais detalhada e adequada fosse possível fazer uma caracterização e interpretação dos processos em causa, passando por uma análise macroscópica e microscópica, mineralógica, petrográfica e geoquímica. Além deste estudo, foi dedicado um capítulo à caracterização dos fluidos hidrotermais.

2.1.TRABALHO DE CAMPO

Primordialmente, o objetivo foi recorrer à cartografia da região de forma a conhecer o granito da Freixiosa e obter algum suporte para o trabalho a desenvolver em campo. No entanto, durante o trabalho de cartografia foram identificados novos aspetos texturais e estruturais do granito de Freixiosa pelo que como contribuíram para uma melhor interpretação.

Procurou-se caracterizar em campo os processos magmáticos e pós-magmáticos do granito de Freixiosa de forma mais pormenorizada possível recorrendo a técnicas expeditas como a análise das fases minerais principais ou de neoformação, a textura, a cor, o zonamento das fases de alteração, as relações estruturais com a rocha encaixante, as direções dos elementos estruturais identificados, entre outras.

2.2. TRABALHO LABORATORIAL

A componente laboratorial deste trabalho prende-se essencialmente com a caracterização do(s) fluído(s) hidrotermal(ais) que circularam ao longo das fraturas. Trata-se de um trabalho minucioso e complexo pelo que foi necessário recorrer a diversas técnicas laboratoriais e metodologias, bem como diferentes métodos de preparação de amostras dependente do método utilizado. Em suma, era de maior importância obter resultados e dados que permitissem uma interpretação das ocorrências destes processos geológicos e as características geoquímicas dos paleofluidos que circularam ao longo das fraturas identificadas no granito de Freixiosa, em evidencia neste trabalho.

A análise petrográfica e mineralógica do granito não alterado e alterado foi o ponto de partida para todos os métodos utilizados de seguida, permitindo realizar uma comparação das diferenças entre cada uma delas e perceber que tipos de alterações principais ocorreram e, de que modo estas foram importantes para a litologia em questão. A análise mineralógica teve como principal objetivo a identificação das fases minerais primárias e secundárias que resultaram diretamente dos processos magmáticos e pós-magmáticos, permitindo identificar as alterações minerais características das zonas alteradas, desta forma realizar um esboço da paragénese mineral resultante da circulação do fluído.

Não menos importante foi a caracterização geoquímica do fluído quanto às suas condições de circulação P-T-X e juntamente com dados geoquímicos de rocha total perceber a sua afinidade com as fases de alteração hidrotermal identificadas.

A aquisição dos dados permitiu um vasto leque de resultados relativamente a estes processos e por isto pretendeu-se também revelar a sua afinidade com áreas afins em termos de alteração hidrotermal como é exemplo o caso do granito da Guarda previamente descrito por Jaques (2008).

CAPÍTULO II



II.ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO

INTRODUÇÃO

A geologia de Portugal foi, ao longo dos anos, alvo de diversos trabalhos de investigação que promoveram o avanço no conhecimento da sua evolução em tempo e espaço uma vez que a ciência é um processo experimental, evolutivo e em contínuo crescendo. Diversos autores propuseram diversos modelos quanto à evolução, estrutural e geotectónica da Orogenia Varisca atuante em Portugal, possibilitando a melhor compreensão de todos os fenómenos adjacentes dessa evolução, nomeadamente os processos metalogénicos.

Schermerhorn (1956, 1981) apresentou uma das primeiras classificações para os granitos peninsulares, dividindo-os em *Older Granites* e *Younger Granites*, promovendo assim uma distinção relativamente à instalação dos granitos Variscos.

Ferreira et al. (1987) apresenta um dos primeiros e mais aceites modelos geodinâmicos da Zona Centro-Ibérica apresentando uma classificação da instalação dos maciços graníticos do NW Peninsular durante a terceira fase de deformação da Orogenia Varisca.

Noronha et al. (1981) numa tentativa de correlação das diferentes fases de deformação atuantes no terreno português os autores apresentam as características dessas fases e a correlação entre as fases presentes na Zona Centro-Ibérica (ZCI) e na ZGTM.

Pereira et al. (1993) apresentam trabalhos desenvolvidos nos eixos mineralizantes da ZCI, assinalando os principais acidentes e suas direções principais bem como a sua estrita influência nas mineralizações de W-Sn, Au e U. Referindo também a associação dos acidentes relativamente às fases de deformação da orogenia, mostrando mapas interessantes do ponto de vista estrutural. A relação entre as mineralizações e a geologia estrutural da região foi detalhada de forma minuciosa.

Os trabalhos de Azevedo & Nolan (1998) tiveram como intuito a caracterização dos granitos da região de Fornos de Algodres (carta geológica na qual se inserem os granitos em estudo neste trabalho) quanto à sua instalação numa fase tardi- a pós-tectónica durante a orogenia Varisca, proporcionando a recolha de dados para este trabalho e promovendo o estudo das fácies graníticas da região centro do país, na Zona Centro-Ibérica.

No que diz respeito à região de Freixiosa (Mangualde, Viseu) foram publicados alguns trabalhos de importância para o desenvolvimento da geologia da região de Viseu que proporcionaram uma base de estudo para este documento. São de assinalar os trabalhos de Valle Aguado (2005) e Azevedo & Valle Aguado (2013), trabalhos estes

que apresentam classificações dos maciços graníticos mais importantes da região de Viseu e a sua inclusão no “Batólito das Beiras”, de enorme importância na ZCI. Acompanhando esta descrição com datações geocronológicas de U-Pb em zircões e monazites de amostras dos diferentes granitos das Beiras. Os trabalhos destes autores forneceram dados importantes para o desenrolar deste trabalho promovendo a comparação com os dados recolhidos do granito da área apresentada neste documento.

Dias & Coke (2006) apresentam dados de distribuição das massas graníticas na ZCI correlacionando-as com os grandes acidentes desta zona geotectónica, evidenciando uma clara vergência destes maciços em direções preferências NW-SE. Apresentam ainda uma distribuição dos granitos no NW Peninsular tendo em conta as suas características físicas quando à sua idade de instalação e químicas/composicionais.

Em trabalhos mais recentes referentes aos processos de alteração hidrotermal em estudo é de referir os trabalhos de Jaques (2008) e Jaques *et al.* (2016) na tentativa de caracterizar os fluídos hidrotermais dos quais resultaram alterações epissieníticas dos granitos da Guarda e Gerês. Utilizando várias metodologias realizadas neste trabalho e servindo de referência para a produção deste documento.

1.ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO

A área em estudo localiza-se geograficamente no Distrito de Viseu (Figura 1), mais precisamente no seio do Concelho de Mangualde, zona esta pertencente à Freguesia de Freixiosa. A Freguesia de Freixiosa tem uma área de 7,16 km² com uma população a rondar os 250 habitantes, dista 19,1 km dos passos do Concelho (Mangualde) e 25,1 km da sede de Distrito, Viseu.



Figura 1: Localização geográfica da área de estudo com aproximação para a zona da pedreira na qual se insere. Imagens captadas em Google Earth.

A região é reconhecida por uma geomorfologia ativa, sendo o distrito caracterizado pela envolvente montanhosa tendo a norte as Serras de Leomil, Montemuro e Lapa, a noroeste a Serra do Arado, a sul e sudoeste as Serras da Estrela e Lousã, e no bordo oeste do distrito a serra característica da região, a Serra do Caramulo. A região insere-se no Maciço Hespérico tendo este sofrido um aplanamento e erosão sendo reativado aquando do orógeno Alpino. A Serra da Estrela constitui um elemento importante na geomorfologia da região, uma vez que o *uplift* que formou este *Horst* proporcionou a deformação lateral de grande parte das áreas envolventes com uma extensão variável

2.ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

O terreno português no evoluir da sua diferenciação geotectónica foi afetado por uma orogenia que influenciou a estruturação dos terrenos hoje conhecidos, a Orogenia Varisca. O início desta orogenia ocorreu aquando do fecho do oceano *Rheic* que promoveu a colisão continental entre *Laurásia* e *Gondwana*. Esta colisão desencadeou eventos de espessamento crustal, magmatismo e metamorfismo que caracterizam sucintamente alguns dos processos geotectónicos encontrados nos terrenos geológicos de Norte a Sul de Portugal.

Ao longo dos anos, todos estes processos estruturais, tectónicos e geotectónicos foram alvo de estudo por diversos autores que fizeram esforços de forma a compreender, explicar e evoluir cientificamente com propostas e modelos explicativos de muitas das particularidades associadas direta ou indiretamente com a orogenia Varisca.

Na orogenia Varisca considera-se a atuação de três fases de deformação (D1, D2, D3), cada uma delas com características distintas e ocorrendo em períodos distintos contribuindo para a existência de diferentes zonas geotectónicas.

D2 está exclusivamente associada aos importantes carreamentos sincolisionais, em terrenos alóctone e por isso é específica da Zona Galiza Média Trás os Montes (ZGMTM).

PRIMEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO (D1)

Os terrenos autóctones da ZCI são essencialmente estruturados sob influência desta fase de deformação (Ribeiro *et al.*, 1999). Esta fase está expressa nas formações de quartzitos do Armoricano, sendo nestas evidente a tectónica que proporcionou movimentos para a evolução geotectónica portuguesa, a sua ocorrência está incluída entre o Devónico inferior e superior. As orientações das estruturas de primeira fase de deformação são, a oriente E-W, a ocidente NW-SE e na região de Viana do Castelo N-S, sendo que este último é um caso bastante particular. D1 implicou a formação de estruturas, na sua grande maioria, dobras sub-verticais, e associadas às quais se forma uma clivagem designada por S1. Aparecem também, associadas a esta fase, zonas de cisalhamento esquerdas subparalelas aos planos axiais (Matte & Ribeiro, 1975).

SEGUNDA FASE DE DEFORMAÇÃO (D2)

A segunda fase de deformação (D2) ocorre do Devónico superior ao Carbónico superior (Namuriano) e sobrepõem-se à fase D1, e normalmente não coaxial sendo responsável pela instalação de mantos de carreamento, ou seja, os complexos alóctones do NW Ibérico, este transporte realiza-se através de cisalhamentos. Pode então perceber-se que todos estes movimentos tectónicos, quer novos quer a reativação de eventos precedentes, vai em muitos casos alterar/camuflar por completo as estruturas formadas em D1. As estruturas de segunda fase têm uma orientação média principal de NNE-SSW (Pereira, 1987; Coke, 2000). As dobras D2 estão predominantemente marcadas no alóctone e parautóctone e por isto não são visíveis na ZCI, apresentam uma acentuada vergência para SE relativamente à fase D1 tendo como característica serem dobras deitadas de flanco inverso curto (Noronha *et al.*, 2013).

TERCEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO (D3)

A terceira fase de deformação (D3) corresponde a uma deformação intracontinental que ocorreu entre os 310 M.a. e os 321 M.a., entre o Carbónico superior e o Pérmico e afetou todos os terrenos (Autóctones, Alóctones e Parautóctones). É a deformação mais importante da cadeia Varisca formando direções principais através de compressão, tendo a ela associados dobramentos e cisalhamentos dúcteis. A fase D3 veio reestruturar todas as componentes formadas nas fases anteriores, formando dobras que, no autóctone, se sobrepõem aos planos de clivagem de primeira fase (S1) implicando crenulações que representam a clivagem originada pela terceira fase de deformação com grande expressão nos terrenos metamórficos da ZCI. A fase D3 veio ainda gerar e/ou reativar grandes acidentes geológicos como é exemplo o cisalhamento Juzbado-Penalva do Castelo.

2.1.GRANITÓIDES PORTUGUESES

Schermerhorn, 1956 classificou os granitos Variscos em dois grupos, os *younger granites* e os *older granites*. Os granitos classificados como mais antigos datam do Vestefaliano (Carbónico) e os mais jovens de idades do Autuniano (Pérmico), esta classificação teve apenas como suporte dados estruturais que foram posteriormente corroborados por Priem *et. al.* (1970) através de dados radiométricos em granitos correspondentes.

Tendo em conta o contexto geotectónico Pitcher (1987) apresentou uma das classificações graníticas mais importantes até à data. Defendendo assim que as características dos corpos graníticos em tudo estão relacionadas com o ambiente geotectónico no qual estes se formam e se instalam. Seguindo a classificação deste autor é possível relacionar os granitos da ZCI com o Hercinótipo, referente a uma colisão continental oblíqua do qual resultam fenómenos de anatexia (importante para granitos mesocrustais) e *batch-melt*. Os granitóides desta zona instalaram-se contemporaneamente às fases de deformação do ciclo varisco, por isso são considerados orogénicos, sendo assim possível inseri-los na classificação proposta por Pitcher (1987) (Figura. 2).

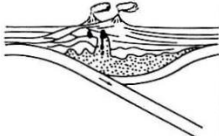
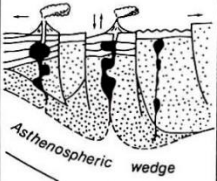
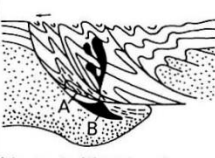
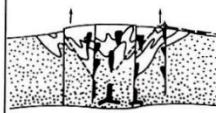

OROGENIC			ANOROGENIC	
W. Pacific -type Oceanic Island Arc	Andinotype Continental-hip arc, liminal basin	Hercynotype Oblique continental collision	Caledonian-type Post-closure uplift	Nigeria-type Major rifting
				
Volcanic and volcanoclastic aprons	Sedimentation in fault margined furrows and marginal basins	Sedimentation in fore-thrust and pull-apart basins	Erosion/flanking molasse basins	Rift infills
Basalts	Andesites in great volume	Rarely silicic lavas	Plateau-type basaltic volcanicity	Alkali lavas, tuffs, as caldera infill
Burial metamorphism	Burial metamorphism	Regional, low-pressure metamorphism	Strongly discordant aureoles	
Gabbro, M-type granitoids in mature arcs	I-type tonalite, granodiorite, with gabbro	Migmatites, reworked as S-type granites	Biotite granite, appinitic diorite and gabbro	Biotite granite, alkali granite and syenite
Small zoned plutons	Disharmonious (Daly), linear, caudron batholiths feeding volcanoes	Harmonious (Suess) diapir batholiths in early phases	Discordant plutons and distension diapirs	Resurgent subsidence cauldrons
Open folding	Spreading-Minimal shortening	Shortening and thickening	Tensional faulting, uplift	Rifting
Ocean-ocean subduction	Ocean-continental subduction	Continent-continent "subduction"	Rapid, post-closure uplift	Encratonic or post-orogenic rifting
Short-lived	Long-lived	Episodic recycling	Relatively short-lived	Relatively short-lived
Partial melting of mantle-derived, metamorphosed underplate	Partial melting of mantle-derived underplate; crustal contribution within continental lip	Partial melting of recycled crustal material by metamorphic anatexis; reworking as batch-melts	Partial melting of old, tonalitic lower crust plus mantle contribution	Partial melting of old mantle, or exhausted lower crust, under anhydrous but F,B-rich conditions
Hot, ?"dry," quartz-diorite magma	Hot, "dry" tonalitic magma rising high into the crust	Relatively warm, "wet" granitic mush, freezing at depth, with autometamorphic recrystallization	Moderately hot and "dry," evolved, crystal-bearing magma rising to various levels	Relatively cool, fluidal magma, rising to near surface with sub-solidus crystallization
Subduction energy - transfer of heat by basic magmas		Blanketing by tectonic thickening of radiogenic crust	Adiabatic decompression, heat transfer by basic magma	Decompression on release from deep crustal trap

Figura 2: Quadro de classificação granitóides quanto à origem e contexto tectónico (Pitcher, 1987).

Em Portugal são distinguidos dois grupos de granitos sinorogénicos que caracterizam essencialmente os terrenos da zona Zona Galiza Trás-os-Montes (ZGTM) e ZCI, com características bastante distintas em termos de idade, composição e génese. Assim sendo são identificados granitos peraluminosos, comumente conhecidos por granitos de “duas micas” com moscovite primária, que, estão espacialmente associados a terrenos metamórficos, e por isto são mais característicos da ZCI, são gerados por anatexia húmida com características de pressão compreendidas entre os 300 MPa e os 450 MPa e de temperatura entre 300-500°C Neste caso a anatexia é controlada por metamorfismo regional pós espessamento crustal. São granitóides mesocrustais e intruíram no final da colisão em simultâneo com a fase de deformação D3 (sin-D3) e cisalhamentos dúcteis associados, aproveitando assim estas zonas para intruir.

No segundo grupo estão classificados os granitos basicrustais com fácies bastante variadas (tonalitos, granodioritos, granitos biotíticos e seus diferenciados), a instalação destes granitos ocorre normalmente sob forma de maciços alongados ou intrusões a níveis crustais muito superficiais, a sua instalação aproveitou fraturas profundas.

2.2.ZONA CENTRO-IBÉRICA

A região de Mangualde situa-se na ZCI correspondente à espinha dorsal da orogenia, corresponde ao soco Varisco e consequentemente ao autóctone, ou seja, não sofreu movimentos, inclui essencialmente formações metassedimentares e rochas graníticas. As primeiras integram o Complexo Xisto Grauváquico (CXG) ante-Ordovícico, formando estreitas faixas indiferenciadas constituídas por xistos e grauvaques, com orientação predominante NW-SE. A Zona Centro Ibérica (ZCI) tem as suas formações marcadas pelas fases de deformação D1 e D3 constituintes da orogenia, no entanto a fase de deformação D1 assume-se como a mais importante para esta zona uma vez ser a única fase penetrativa, contribuindo assim para o seu zonamento estrutural (Ribeiro *et al.*, 1990). A fase D1 teve ainda um efeito observável nas grandes dobras encontradas nesta zona geotectónica, conferindo-lhes uma orientação preferencial NNW-SSE no litoral norte e NW-SE/E-W nos restantes “terrenos” do autóctone (Ribeiro *et al.*, 1990). A fase D3 tem como característica a formação de cisalhamentos e fase serve como referência para o período de instalação dos diferentes maciços graníticos.

O limite norte da ZCI é caracterizado por um carreamento de expressão bem marcada que sobrepõe os terrenos das unidades alóctones e parautóctones da ZGTM às unidades autóctones do domínio Douro inferior da ZCI. Estas zonas geotectónicas (ZCI e ZGTM) têm entre si a semelhança de apresentar magmatismo sinorogénico paralelamente a zonas de médio e alto grau metamórfico (Noronha et. al., 2013).

Do ponto de vista litostratigráfico a ZCI caracteriza-se pela predominância de rochas do Pré-câmbrico ao Câmbrico; pela falta de registo do Câmbrico médio e superior e pela presença de quartzitos do Ordovícico inferior.

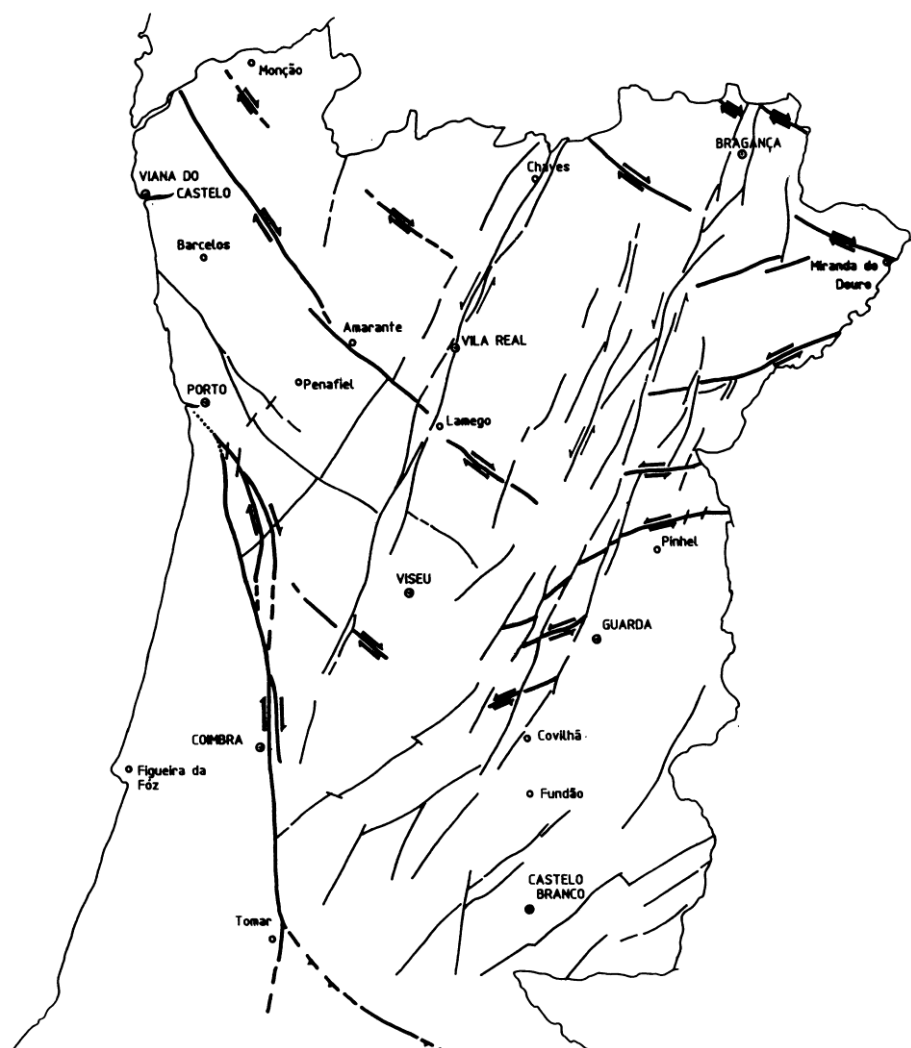


Figura 3: Principais acidentes da ZGTM e ZCI (adaptado de Pereira et. al., 1993)

2.2.1. GRANITÓIDES DA ZCI

Na ZCI é possível fazer uma distinção quanto à classificação genética dos granitos, podendo estes ser mesocrustais se a sua génese se deveu a anatexia húmida controlada por metamorfismo ou então basicrustais com uma origem bastante mais profunda sem implicação direta de processos metamórficos, podendo resultar de uma fusão parcial da crosta mais profunda (*in* Ferreira *et. al.*, 1987). A distribuição espacial dos granitos na ZCI não pode ser considerada como homogénea havendo aqui um predomínio dos batólitos (Dias & Coke, 2006), como é exemplo o batólito do granito das Beiras no qual se insere a área de estudo deste trabalho (Figura 4).

Os granitos biotíticos sin e tardi-tectónicos bem como os granitos de duas micas sintectónicos estão instalados segundo alinhamentos NW-SE. O mesmo não pode ser dito no caso de granitos biotíticos pós tectónicos, que por vezes são correlacionados com estruturas tardi-Variscas.

A correlação dos granitos da ZCI com D3 é clara, o mesmo pode ser aplicado para grande parte dos granitos do NW peninsular, uma vez que a intrusão destas massas graníticas está associada a estruturas geradas durante essa fase (Valle Aguado *et. al.*, 2005)

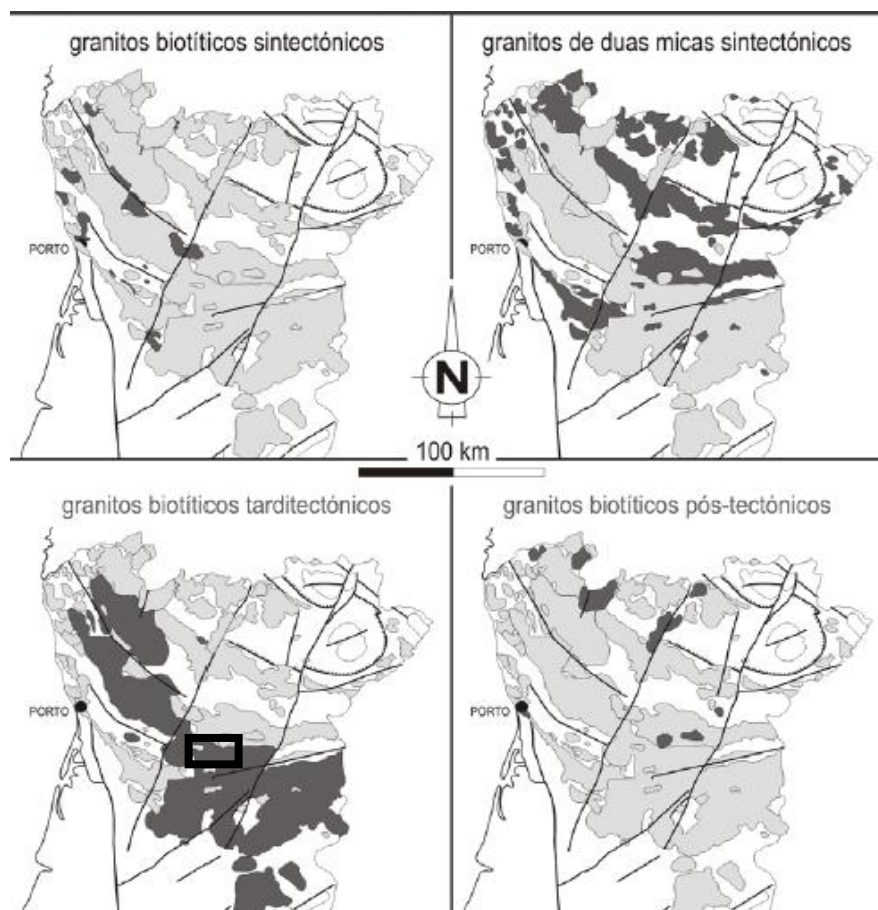


Figura 4: Zonamento dos granitos na ZCI (Dias & Coke, 2006)

3.GRUPO DE GRANITÓIDES DO BATÓLITO DAS BEIRAS

Viseu, distrito no qual se localiza a área em estudo (Freixiosa), está geotectonicamente localizado na Zona Centro-Ibérica. Como já falado a presença de rochas graníticas na ZCI e ZGTM é de elevada importância, sendo que na ZCI esta litologia representa 70% do autóctone. A evolução tectono-metamórfica da região durante a deformação Varisca teve forte influência nas características das fácies graníticas que se instalaram nestes terrenos. A ZCI é assim caracterizada pela presença de batólitos graníticos, sendo importante referir o batólito das Beiras na qual se insere a área em estudo, Freixiosa.

A região em estudo está representada na carta 17-B de Fornos de Algodres à escala 1:50 000 (Severo, 1990), nesta carta é possível identificar a área na qual foi realizado este trabalho, inserindo-se assim em formações que estão descritas como pertencentes ao batólito das Beiras. A carta geológica da região classifica o granito da área em estudo como pertencente ao maciço E-W de Freixiosa-Mangualde. Pela sua posição geológica e cartográfica este granito é parte integrante do Grupo de Granitóides do Batólito das Beiras (Azevedo & Valle Aguado 2013). Estes autores, tendo em conta o seu modo de ocorrência, as suas propriedades físicas e químicas subdividem este grupo (Beiras) em quatro séries:

- 1) Séries de granodioritos e granitos biotíticos precoces (sin-D3);
- 2) Séries de Leucogranitos e granitos de duas micas fortemente peraluminosos sin-D3;
- 3) Série de granitos biotíticos tardi a-pós-D3;
- 4) Série do granito de duas micas tardi a-pós D3.

Tabela 1: Classificação geotectónica e respetiva datação de granitos ibéricos (Ferreira et al., 1987; Adaptado por Azevedo & Aguado, 2013.)

GRANITOS VARISCOS		
CLASSIFICAÇÃO	FÁCIES MAIS COMUNS	IDADES U-Pb
GRANITOS TARDI-PÓS- D3	<i>Younger Granites</i>	a) granitos biotíticos, biotítico-moscovíticos e de duas micas, por vezes porfiroides;
		b) granitos essencialmente biotíticos, frequentemente porfiroides;
		c) gabros, dioritos, monzodioritos quartzíticos, granodioritos;
GRANITOS SIN-D3	<i>Older Granites</i>	a) leucogranitos e granitos de duas micas, com deformação variável;
		b) granodioritos e granitos biotíticos, com deformação variável;
GRANITOIDES ANTE-VARISCOS	<i>Oldest Granites</i>	a) granitoides do Proterozóico superior ao Paleozóico inferior (ortognaisses);

O granito de Freixiosa-Mesquitela é classificado na carta geológica de Fornos de Algodres, 17-B à escala 1:50 000, como granito tardi-pós-D3 com a nomenclatura $\gamma\pi'g$, ou seja, granito de grão médio de duas micas com a característica de apresentar esparsos megacristais de feldspato.

Azevedo & Valle Aguado (2013) agrupam este granito num mesmo maciço de características similares denominado Alcafache-Freixiosa revelando idades Rb-Sr em rocha total de 287 ± 7 Ma (Silva, 1995) e 291 ± 13 Ma (Azevedo & Nolan, 1998) respetivamente. Será, portanto, um maciço granítico bastante mais alargado em termos de área relativamente ao explícito na folha 17-B. Os autores classificam este granito como sendo biotítico-moscovítico tardi-pós-D3 (corroborado pelas datações Rb-Sr) com granulometrias bastante variáveis (de fino a grosseiro) apresentando um carácter bastante peraluminoso. Segundo os autores este maciço corresponderá a uma intrusão granítica no maciço granítico de Cota-Viseu (Figura 5). Por sua vez o granito Cota-Viseu é um granito biotítico tardi-pós-D3 com presença de megacristais de feldspato potássico,

microclina perítica, este granito apresenta um grão médio a grosseiro e a sua datação U-Pb estimou as idades de cristalização em 306 Ma (Azevedo *et al.*, 1999; Valle Aguado *et al.*, 2005).

Um dos objetivos deste trabalho prendeu-se também com a cartografia detalhada da área em estudo, e como irá ser mostrado em capítulos seguintes existem algumas diferenças entre o granito estudado e o granito descrito para esta zona.

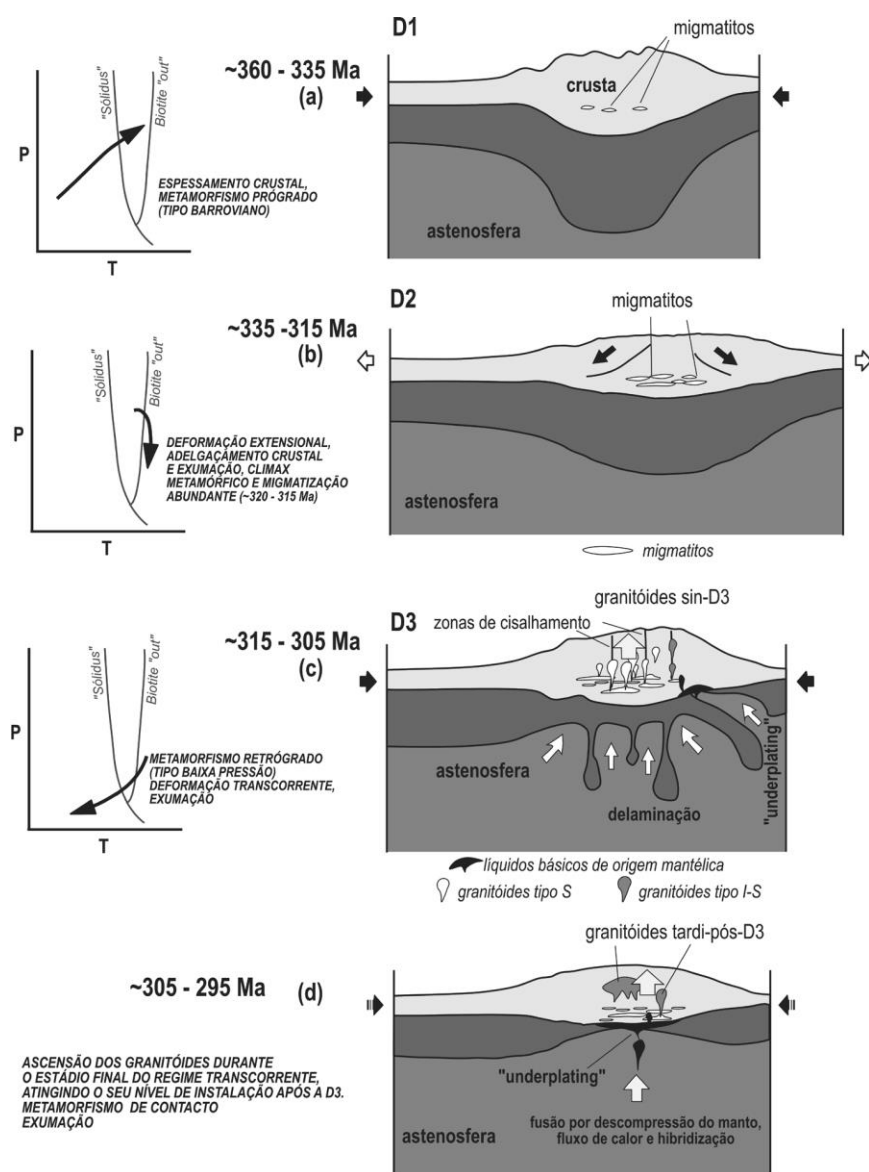


Figura 5: Modelo explicativo da intrusão e evolução tectónica dos granitos pertencentes ao Batólito das Beiras. (Azevedo & Aguado, 2013)

CAPÍTULO III



III. OCORRÊNCIAS DE MINERALIZAÇÕES DE URÂNIO E ROCHAS EPISSINIÓTICAS EM PORTUGAL

INTRODUÇÃO

A direta associação entre a mineralização e a epissienitização foi alvo de estudo por diversos autores. Ávila Martins (1972) refere que “nas regiões das Beiras (Centro) e da Serra do Gerês (Norte), têm sido assinaladas e descritas como sienitos, rochas vermelhas de afinidade granítica, que ocorrem em pequenas manchas dispersas”. O mesmo autor confirma tratar-se de “rochas de constituição variável, e não apenas sienítica, correspondentes a diferentes fases de alteração do granito regional”, as quais definem “sienitos secundários”, semelhantes aos “epissienitos” conhecidos em França.

É importante por isso realçar trabalhos realizados no Maciço Central Francês (Leroy, 1969, 1984; Cathelineau, 1986, 1985, 1983) uma vez que se torna fácil a sua relação com os casos portugueses havendo uma continuidade orogénica.

Em Portugal, existem alguns trabalhos dos anos 80 que identificam mineralizações de Urânio associadas a epissienitos como é o caso de Cheilletz & Giuliani (1982) e ainda Basham & Matos Dias (1986). Recentemente Jaques (2008) e Jaques *et al.* (2010, 2016 *in press*) fizeram uma caracterização petrográfica e geoquímica das rochas epissieníticas nos maciços do Gerês e da Guarda.

1.URÂNIO EM PORTUGAL

Embora atualmente a exploração mineira de urânio esteja cessada e encoberta em torno de questões ambientais e estudos nesse sentido, a história da exploração deste minério é longa e remonta ao ano de 1912 com a descoberta da pecheblenda no depósito da Urgeiriça. As descobertas de concentrações atrativas à exploração tiveram elevada importância, permitindo a Portugal ter sido um exportador de concentrados de U e promovendo assim o desenvolvimento regional da zona centro do país (Beira Alta e Beira Baixa). As atividades de exploração nas diversas minas espalhadas pela região foram encerradas por completo no ano 2001.

A Empresa Nacional de Urânio (ENU) e a Empresa de Desenvolvimento Mineiro (EDM) foram duas empresas detentoras dos direitos e concessões de exploração das minas de urânio da Urgeiriça e envolventes e, proporcionaram os primeiros estudos das mineralizações de urânio em Portugal.

A maior e mais conhecida mina de U é a Urgeiriça na região das Beiras e da qual se produziram concentrados de urânio. Embora a província das Beiras seja a mais importante e a única na qual ocorreu exploração de urânio existem duas outras (Trás-os-Montes e Alto Alentejo) nas quais foi reconhecido o potencial de mineralizações de U.

Atualmente, o potencial económico da exploração deste metal é reconhecido e com o conhecimento local das estruturas e avanço na identificação de mineralizações a sua exploração seria muito apetecível. No entanto, por razões e problemáticas conhecidas, a sua exploração gera opiniões divergentes em termos ambientais, sociais e de saúde pública.

1.1. MINERALIZAÇÕES DE URÂNIO EM PORTUGAL

Em Portugal, ao longo do último século, foram realizados estudos de forma a avaliar os recursos relativos ao urânio. O urânio é um elemento metálico cuja dispersão no território português está relativamente bem registado, no entanto, carece de algum estudo complementar, nomeadamente, na área da geoquímica das mineralizações de urânio.

Em Portugal, as mineralizações estão sobretudo localizadas e exploradas na Sub-Região Uranífera das Beiras, na região centro do país inclusas na Zona Centro-Ibérica, região na qual se insere a área de estudo. A ZCI apresenta uma dinâmica tectónica que poderá ter promovido a mineralização não só de urânio, mas de outros metais de importância económica reconhecida.

Embora esta região seja a mais importante quanto à presença deste metal estão também sinalizadas ocorrências nas regiões de Trás-os-Montes e Alto Alentejo, representando assim o potencial e dispersão deste metal. No caso das mineralizações da região Beirã estas ocorrem sob forma de filões hidrotermais em granitos tardi-pós tectónicos, no grupo dos *younger granites*. São geralmente granitos porfiróides de grão médio a grosseiro e instalaram-se sob forma de inclusões nos metassedimentos da ZCI.

Matos Dias & Basham (1986) apresentam um trabalho no qual classificam a ocorrência de Urânio em Portugal sob cinco formas distintas:

- a) Veios de pecheblenda hidrotermal com jaspe associados a quartzo leitoso;
- b) Veios hidrotermais com quartzo leitoso e quartzo fumado;
- c) Veios com associações de fluorite-pecheblenda em epissienitos;
- d) Veios de quartzo, brechas tectónicas e diques básicos com minerais de urânio;
- e) Depósitos disseminados do tipo *Iberian-type*.

No mapa seguinte (Figura 6) estão indicadas as principais explorações de urânio em Portugal com especial atenção para a zona de Viseu na qual está marcada a área de estudo e é possível aferir a sua proximidade com algumas das principais ocorrências que foram alvo de exploração.

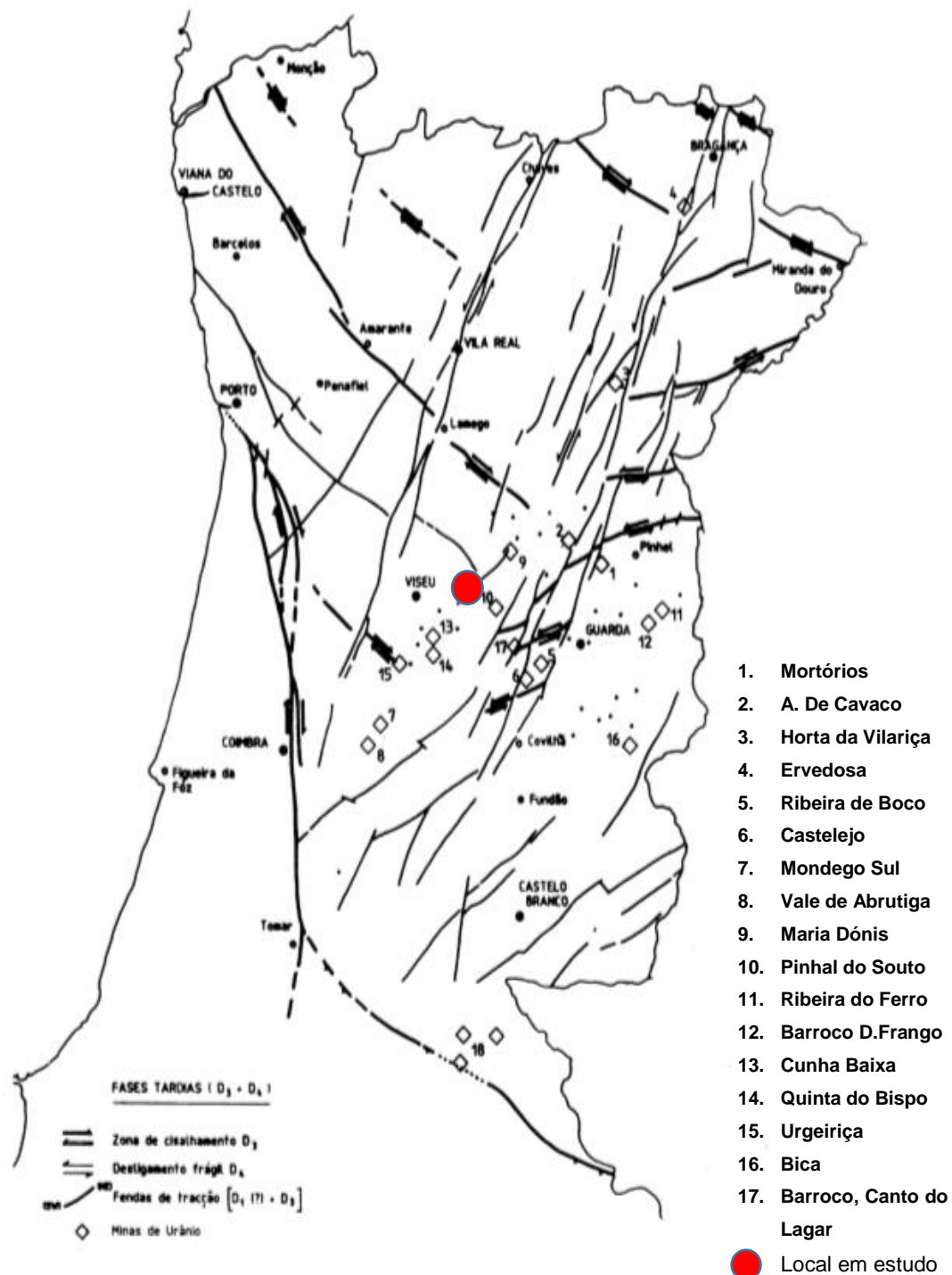


Figura 6: Localização das principais ocorrências de Urânio na ZCI propostas por Pereira *et al.*, 1993, com a inclusão do local em estudo neste trabalho.

2.EPISSIENITOS

O epissienito é uma rocha caracterizada pela sua cor mais ou menos avermelhada dependendo do grau de alteração e pelo seu elevado contraste com o seu encaixante, o contacto com a fácies não alterada é brusco e o epissienito apresenta normalmente uma forma tubular do tipo *pipe*. Com efeito o termo epissienito deve-se ao facto de ser uma rocha de composição sienítica mas obtida por processo epigenético. Habitualmente a composição sienítica é obtida a partir de um granito por perda do quartzo.

É, de forma geral, atribuída a origem do epissienito a processos de circulação de fluídos hidrotermais que promoveram este tipo de alteração, podendo estes ser fluídos de origem magmática ou tardi magmática ou fluídos pós-magmáticos (p.e. águas meteóricas) não havendo neste ponto um consenso na comunidade científica (López-Moro *et al.*, 2013). Neste trabalho pretende-se também explorar a discussão da origem dos fluídos que promoveram a alteração epissienítica e assim contribuir com novos dados do caso particular em estudo.

A epissienitização é caracterizada pela dissolução de quartzo, pela albitização de feldspatos potássicos e pela cristalização de moscovites secundárias sob forma de sericite (Leroy, 1978). A epissienitização em grande parte dos casos não promove a alteração de texturas magmáticas associadas ao granito sendo que as principais alterações são essencialmente do ponto de vista geoquímico, com modificação das paragéneses minerais primárias da rocha. Devido à *dèquartzification* (Cathelineau, 1985) o epissienito vai apresentar uma perda de sílica relativamente ao granito que lhe deu origem.

2.1.EPISSIENITOS EM PORTUGAL

A componente geotectónica associada à orogenia Varisca permitiu a formação de estruturas de cisalhamento com vergência geral NW-SE nas zonas geotectónicas ZCI e ZGTM que possibilitaram, entre outros processos, a ocorrência de metassomatismo e de mineralizações em todo o terreno português. Um destes processos metassomáticos associados a zonas de fracturação é denominado por epissienitização, sendo este o principal foco neste trabalho.

É reconhecido nos granitos variscos portugueses a ocorrência de processos de epissienitização (Cheilletz & Giulliani, 1983), espanhóis (Ugidos, 1974; Recio, 1997; Lopez-Moro, et al., 2013) bem como no Maciço Central Francês (Leroy 1978;

Cathelineau, 1985, 1986, 1987; Leroy, 1978) que levaram à formação de rochas primordialmente reconhecidas pela sua coloração, “rochas vermelhas” (Ávila Martins, 1972) posteriormente, adotado o termo epissienito para esta fácies.

A vulgar identificação de rochas com características sieníticas de cor avermelhada e fraca presença de quartzo tem vindo, ao longo dos anos, a ser referenciada em alguns pontos do país. Em trabalhos mais recentes Jaques (2008) e Jaques *et al.*, (2010) apresentam de forma bastante detalhada a evolução da definição de epissienito e sua identificação em terreno português. O próprio apresenta um estudo petrográfico e geoquímico de epissienitos do Gerês e da Guarda com os quais caracteriza as alterações hidrotermais associadas ao epissienito, bem como a própria epissienitização. Por sua vez, o trabalho aqui apresentado pretende contribuir com mais uma área caracterizada pela presença de epissienitos de forma a promover a discussão sobre a génese desta alteração hidrotermal.

No mapa da Figura 7 é apresentado um resumo de grande parte dos epissienitos conhecidos em Portugal, sendo importante referir a clara predominância dos mesmos a associados a grandes acidentes identificados na ZCI e ZGMTM.

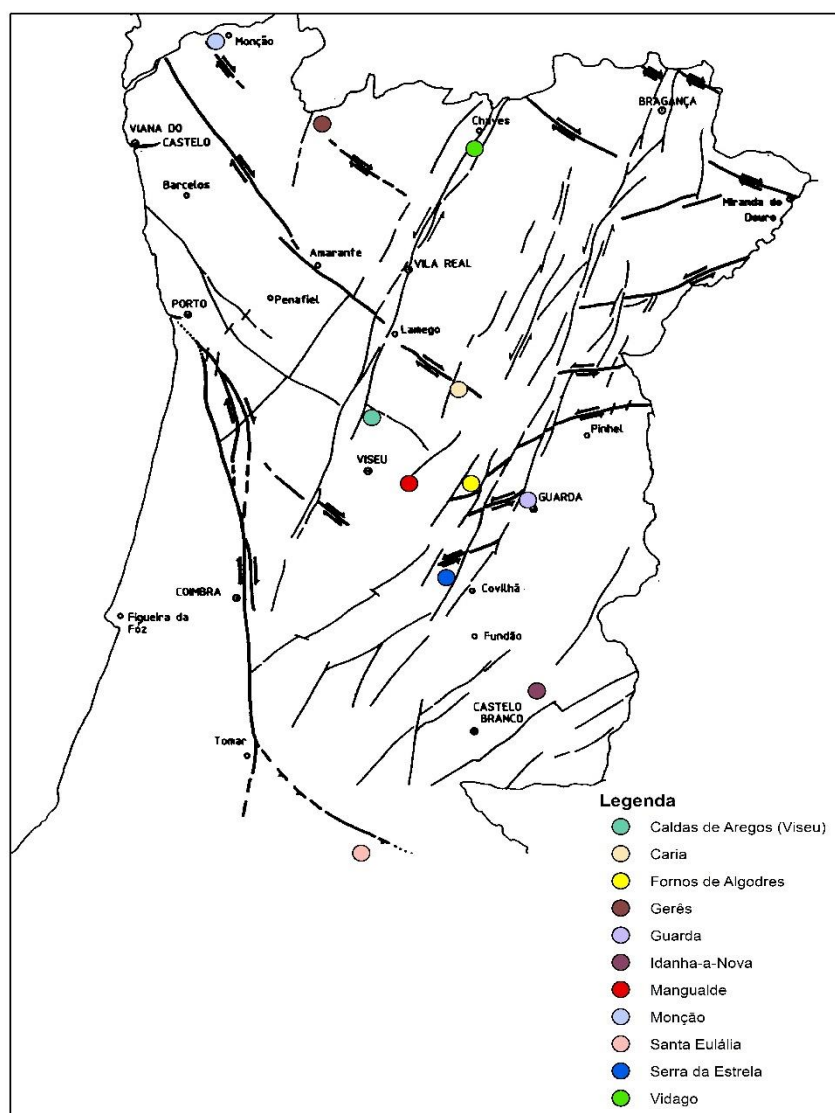


Figura 7: Principais ocorrências de epissienitos na ZCI e ZGMTM tendo por base o mapa dos principais acidentes proposto por Pereira *et al.*, 1993, com a projeção de dados de Jaques (2008).

2.1.2. MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS A EPISSIENITOS

Portugal Ferreira & Matos Dias (1982) descreveram uma das primeiras associações entre mineralizações de urânio e epissienitos em Portugal sendo que a primeira foi redigida por Àvila-Martins (1972).

A primeira ocorrência é encontrada em Aljão a 9 km de Gouveia, o que em termos geográficos não se afasta muito da área em estudo. Os epissienitos são caracterizados pelos autores pela depleção em quartzo e o seu contacto brusco relativamente ao granito coexistente, mostrando um grão bastante equigranular. De forma geral, as mineralizações deste metal encontradas nos epissienitos são caracterizadas sob forma de autunite disseminada podendo apresentar veios de pecheblenda e fluorite junto do contacto com o granito não alterado.

Importa referir que o epissienito em estudo encontra-se localizado a menos de 2 km de uma antiga mina de urânio, a mina de Freixiosa, potenciando assim a importância deste tipo de associações.

É de salientar que foram descritos epissienitos associados a mineralizações não só de urânio como também a jazigos minerais de ouro, como o caso do cisalhamento de Villalcampo em Espanha (López *et al.*, 2012) e a jazigos de Sn-W (Cheilletz & Giuliani, 1983).

CAPÍTULO IV

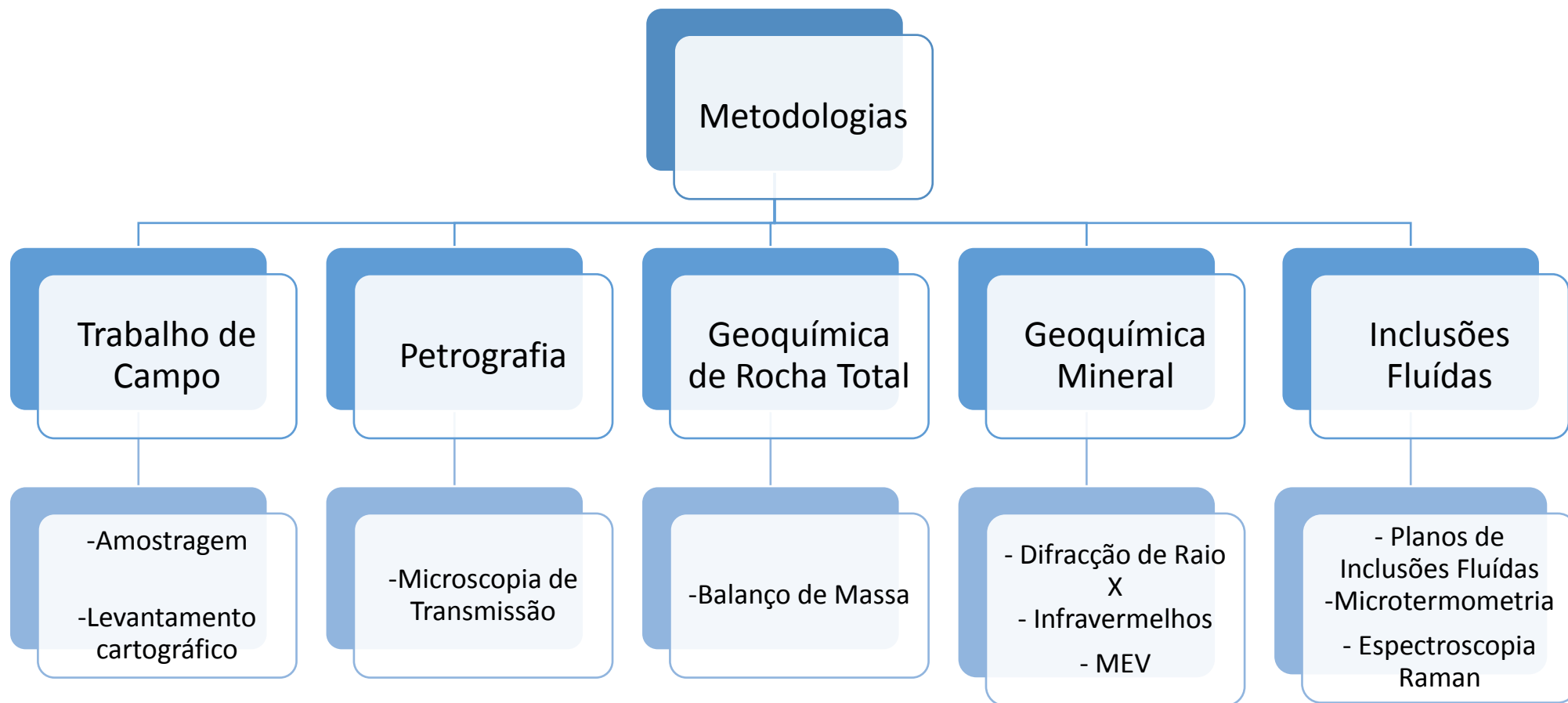


IV.MATERIAIS, METODOLOGIAS E TÉCNICAS ANALÍTICAS

INTRODUÇÃO

Na estratégia e planificação do trabalho desenvolvido foram propostas algumas técnicas e metodologias a utilizar para que os resultados obtidos fossem os mais representativos possíveis para o trabalho científico a desenvolver. Assim sendo, no seguinte capítulo são apresentadas todas as técnicas, métodos e materiais utilizados no decorrer do trabalho, bem como uma introdução teórica a cada uma das técnicas. Desta forma, torna-se claro para o leitor qual o propósito de cada uma das técnicas bem como de que maneira esta é aplicável no caso em estudo e nos resultados que se pretendem obter.

Tendo em conta o objetivo inicialmente proposto segue-se uma ordem adequada para a identificação e caracterização dos processos hidrotermais da região em estudo, tendo em vista o estudo das alterações identificadas em campo. De seguida na Tabela 2 é apresentado um organigrama de todas as técnicas utilizadas bem como os métodos de estudo, passando inicialmente por uma fase de amostragem para a recolha de amostra suficiente para o trabalho a desenvolver.

Tabela 2: Organigrama das metodologias utilizadas no presente trabalho.

1. TRABALHO DE CAMPO

Uma das primeiras tarefas a realizar para o desenvolvimento deste trabalho baseou-se no o estudo da área em questão e na realização de saídas de campo com o âmbito de recolha de amostras e identificação de principais estruturas alteradas e estruturas controladoras dessa alteração.



Figura 8: Panorâmica do local de estudo, na pedreira de Brigalde, Mangualde (Viseu).

A área de estudo (enquadramento em pormenor no capítulo transato) está localizada no Distrito de Viseu, Concelho de Mangualde mais concretamente na Freguesia de Freixiosa e está incluída em propriedade privada pertencente Amândia Carvalho, S.A. numa exploração de rocha granítica para agregados, Brigalde – Britas de Mangualde S.A. (Figura 8). Visto ser uma área privada e de interdita circulação foi necessário solicitar as devidas autorizações para entrada.

Todos os métodos analíticos desenvolvidos neste trabalho foram realizados com amostras provenientes desta área, sendo que para isso foi necessário fazer a recolha em vários pontos da pedreira de rocha alterada e rocha sã, amostras estas devidamente orientadas de forma a ser possível a realização de algumas técnicas apresentadas neste capítulo.

De forma a complementar a cartografia estudada da região (folha 17-B Fornos de Algodres 1:50 000) foi realizada uma cartografia local com levantamento das principais estruturas presentes, bem como a cartografia das zonas de alteração identificadas. Para a produção de todos os mapas apresentados neste trabalho relativos à área de estudo foi utilizado o software ArcGIS 10.1.

1.1.AMOSTRAGEM

A amostragem resultou na recolha de amostras orientadas e não orientadas das zonas alteradas e não alteradas, pelo que as amostras orientadas foram estrategicamente recolhidas em planos de fratura e correspondem somente às zonas de alteração em que era visível um granito vermelho s.l. e zonas de granito sem alteração evidente.

Para a amostragem orientada foram recolhidas 4 amostras de granito vermelho e 1 amostra de granito não alterado, com as seguintes orientações:

Tabela 3: Número de amostras recolhidas e suas orientações em campo.

Granito vermelho – 1	N 36° W; vertical
Granito vermelho – 2	N 58°; vertical
Granito vermelho – 3	N 20°; vertical
Granito vermelho – 4	N-S; vertical
Granito não alterado – 1	N 80°; vertical

A orientação das amostras no campo tem particular interesse uma vez que para fazer o estudo de Planos de Inclusões Fluídas (PIF) é importante que as lâminas sejam previamente orientadas para ser possível determinar as direções corretas desses mesmos PIF. Para a realização das lâminas polidas e bipolidas foi necessário cortar a amostra, assim sendo foi escolhida apenas uma amostra de granito vermelho, a amostra 4, a escolha recaiu sobre a amostra com melhores condições para ser preparada.

A análise macroscópica através da cor e texturas das amostras apresentadas na Figura 9 torna evidente a existência de alterações. Algumas das texturas encontradas no granito não alterado são peculiares e foram também alvo de estudo de forma a caracterizar o granito.



Figura 9: Exposição de algumas das amostras recolhidas. 1- Granito não alterado; 2- Cavidades Mirolíticas; 3- Albite; 4- Granito Vermelho; 5- Zona de Epidotização; 6- Hematitização.

2.TÉCNICAS ANALÍTICAS E PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

2.1.MICROSCOPIA ÓTICA DE TRANSMISSÃO

Em qualquer estudo geológico e precedentemente à utilização de outras técnicas é de primordial interesse conhecer a litologia em estudo de uma forma detalhada, identificando à escala microscópica os minerais primários e secundários, possibilitando assim classificar a litologia de uma forma fiável tendo em conta as características e propriedades óticas descritas. Para este estudo recorreu-se à ferramenta mais utilizada pelo geólogo em qualquer trabalho laboratorial após o processo de amostragem, o microscópio ótico de reflexão.

O objetivo foi fazer uma análise geral das lâminas de rocha alterada e rocha sã identificando os minerais primários e os de neoformação eventualmente relacionados com a circulação do(s) fluido(s) hidrotermal(ais) que proporcionaram trocas físico-químicas com a rocha, originando alterações.

2.1.1.PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

Para a componente laboratorial de petrografia das amostras recolhidas foi, como já é habitual, necessário preparar lâminas delgadas polidas. Após a recolha das amostras orientadas em campo, foi necessário cortar as amostras em planos preferências para a realização das lâminas, para isto recorreu-se a uma serra.

A preparação das lâminas delgadas não fez parte da componente prática deste trabalho tendo sido elaboradas no laboratório de preparação de amostras do Departamento de Geologia, Ambiente e Ordenamento do Território (DGAOT), para que fossem elaboradas cinco lâminas delgadas das amostras recolhidas. Estas lâminas delgadas são desgastadas e polidas de forma a ficarem com uma espessura de 0.03 mm.

Foram então preparadas cinco lâminas delgadas com a seguinte nomenclatura:

Tabela 4: Lâminas elaboradas e sua respetiva nomenclatura.

Amostra Granito Alterado (Vermelho) da Figura 9.4	Amostra de Granito "São" da Figura 9.1	Amostra de zonas de moscovitização no granito "são" da Figura 9.1
<ul style="list-style-type: none"> •ME-1 •ME-2 •ME - (EPI) 	<ul style="list-style-type: none"> •ME-3 •ME-4 	<ul style="list-style-type: none"> •ME-A1

Foram, no entanto, utilizadas lâminas previamente preparadas para trabalhos anteriores na mesma área tal como referido no **Capítulo. I**.

Tabela 5: Lâminas correspondentes a trabalhos anteriores.

Granito "São"	Granito Alterado
<ul style="list-style-type: none"> •M1 	<ul style="list-style-type: none"> •M2 •M2a •M3 •M4 •M5

2.1.2. ANÁLISE PETROGRÁFICA

A análise microscópica das lâminas delgadas permitiu caracterizar as texturas microscópicas e mineralógicas de cada uma das amostras, permitindo assim realizar



Figura 10: Microscópio Ótico de luz polarizada transmitida.

comparações entre as texturas e mineralogia do granito não alterado e do granito alterado. Para esta análise foram utilizados equipamentos do Departamento de Geologia, Ambiente e Ordenamento do Território da Universidade do Porto, nomeadamente dos laboratórios de Geologia, incluindo o microscópio petrográfico com luz polarizada transmitida Leica ICC50HD, acoplado a uma câmara fotográfica Leica LAS EZ V2.0.0 e um *software* de apoio à captura de imagem, AxioVision 3.1 da ZEISS (Figura 10).

2.2. TECNICAS ANALÍTICAS E PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA O ESTUDO MINERALÓGICO E GEOQUÍMICO

Uma das problemáticas envolvidas no trabalho proposto baseia-se na identificação das fases minerais no granito alterado e no granito são de forma a ser possível realizar a comparação entre ambos e assim contribuir para uma interpretação do modelo evolutivo da alteração hidrotermal em estudo. Foi sobre o granito epissienitizado que essencialmente recaiu a atenção. Recorrendo à análise por difração de raio-X, microsonda eletrónica, FT-IR e espectroscopia de infravermelho e de Raman pretendeu-se recolher informações quanto à composição mineral, estrutural e química das fases minerais envolvidas, com o propósito da caracterização das mesmas.

2.2.1. PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS (RAIO-X E FTIR)



2.3.DIFRAÇÃO DE RAIOS X

A difração de raios X é um método destrutivo e relativamente rápido que permite identificar e quantificar as fases minerais de uma determinada amostra, seja ela rocha, solo ou apenas mineral. Como é sabido cada mineral possui a sua própria estrutura cristalográfica, que lhe é única e que o caracteriza relativamente à sua estrutura química. A difração de raios X permite avaliar essa estrutura de forma a proceder à identificação mineral.

A difração de raios X foi inicialmente utilizada em substâncias cristalinas por Max von Laue a partir de 1912 com a descoberta de que a estrutura cristalina dos minerais se comporta como um objeto tridimensional que difrata os raios x incidentes no mesmo. Dependendo do ponto de incidência nessa estrutura cristalina o comprimento de onda (λ) vai ser distinto revelando informações importantes da estrutura cristaloquímica do mineral, nomeadamente a ordem / desordem de alguns elementos nessa estrutura.

2.3.1.PRINCÍPIOS FÍSICOS

Os raios X são ondas eletromagnéticas que apresentam um comprimento de onda entre ca. 10^{-10} cm (0,01 Å) e 10^{-6} cm (100 Å). Para determinar a estrutura interna de cada espécie cristalina recorre-se à propagação das radiações eletromagnéticas. Todas as radiações eletromagnéticas gozam de propriedades semelhantes: propagam-se em linha reta no vácuo e têm possibilidade de se refletirem, refratarem e difratarem. A difração por um cristal é uma propriedade das radiações eletromagnéticas que ocorre de modo descontínuo, segundo direções bem definidas das distâncias reticulares do cristal e do comprimento de onda da radiação usada.

Uma rede cristalina é uma distribuição regular tridimensional (cúbica, trigonal, etc.) de átomos no espaço, dispostos numa série de planos paralelos entre si, separados por uma distância d , a qual varia conforme a estrutura de cada mineral. Para cada mineral, existem planos com diferentes orientações, cada um, com uma distância d bem definida. As redes cristalinas atuam como redes de difração dos raios X, dado que os comprimentos de onda (λ) dos raios X são da mesma ordem de grandeza das distâncias interatómicas. Como a cada espécie mineral corresponde uma estrutura cristalina específica, então, cada espécie mineral tem um modelo de difração específico, quando bombardeada por um feixe de raios X com determinado comprimento de onda,

dependendo da natureza do tubo de raios X usado (cobre, ferro, tungsténio, molibdénio, cobalto, etc).

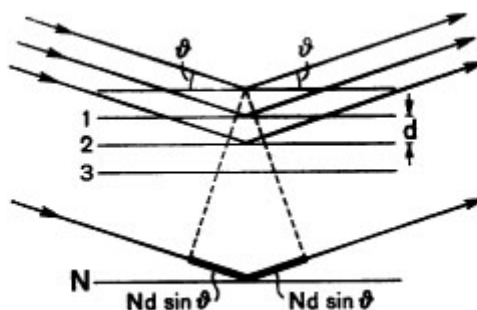


Figura 11: Modelo de incidência do fascículo de raio x.

As diferenças de comprimento de trajetórias conduzem a uma diferença de fase. A introdução de diferenças de fase conduz a variações de amplitude das ondas refletidas. Quanto maior for a diferença de trajetórias, maior será a diferença de fase, uma vez que se a primeira for medida em comprimento de onda, corresponde exatamente à diferença de fase (também medida em comprimento de onda).

Existem igualmente duas considerações geométricas importantes: o feixe incidente, a normal do plano refletor, e o feixe difratado, os quais são sempre coplanares; o ângulo entre o feixe difratado e o feixe transmitido é sempre 2θ , sendo este conhecido como *ângulo de difração* e que (ao invés de θ) é normalmente o ângulo medido experimentalmente. Assumindo que um feixe perfeitamente paralelo e monocromático (de comprimento de onda definido, λ), incide com um determinado ângulo num cristal, sendo θ correspondente ao ângulo medido entre o feixe incidente e um plano particular do cristal em estudo, define-se *feixe difratado* como sendo um grande número de raios difratados, que se reforçam mutuamente uns aos outros. A equação de Bragg expressa a geometria do efeito da difração ou difusão dos raios X numa estrutura cristalina:

onde:

d_{hkl} -equidistância entre planos atômicos da mesma natureza, por isso, pertencentes a uma mesma família de planos com índices gerais (hkl).

θ -ângulo formado entre os raios do feixe incidente e os planos atômicos (hkl) refletores do cristal.

n - ordem dos feixes de raios x difratados.

λ - comprimento de onda do feixe de raios X incidente e que é o mesmo do feixe de raios X difratado.

A difração ocorre quando o comprimento de onda da radiação incidente é da mesma ordem de grandeza da distância entre os centros de dispersão, e uma vez que o **sen θ** nunca excede a unidade, podemos escrever:

$$\text{sen } \theta = \frac{n\lambda}{2d} \leq 1$$

Assim, $n\lambda$ terá que ser inferior a $2d$. Para a difração, o valor mínimo de n é 1 ($n = 0$ corresponderia à difração do feixe segundo a direção do feixe transmitido) logo, a condição de difração para qualquer ângulo observável 2θ é:

$$\lambda \leq 2d$$

As amostras foram analisadas com um difractómetro de raios x do tipo Rigaku Miniflex (Figura 12), utilizando uma ampola de cobre cuja radiação foi de $\text{Cu } \alpha$, monocromatizada por filtro de Ni. A intensidade de radiação utilizada foi de 40 nA e uma tensão de 20 kV. A velocidade de rotação do goniómetro de 5 seg. p/minuto.



Figura 12: Equipamento de DRX utilizado.

2.4. ESPECTROMETRIA DE INFRAVERMELHO (FTIR)

2.4.1. PRINCÍPIOS FÍSICOS

A espectroscopia estuda a interação da radiação eletromagnética com a matéria, sendo um dos seus principais objetivos, o estudo dos níveis de energia de átomos ou moléculas. Normalmente, as transições vibracionais são situadas na região do infravermelho. A região do espectro eletromagnético de infravermelho pode ser dividida em três secções principais:

- Infravermelho próximo (região de harmónicos), de 0,8 a 2,5 μm (12.500 a 4.000 cm^{-1}).
- Infravermelho médio (região de vibração-rotação), de 2,5 a 50 μm (4.000 a 200 cm^{-1}).
- Infravermelho remoto (região de rotação), de 50 a 1.000 μm (200 a 10 cm^{-1}).

A região que tem principal interesse para fins analíticos é a que se situam entre 2,5 a 25 μm , isto é, do comprimento de onda 4000 a 400 cm^{-1} . As ligações químicas das substâncias possuem frequências de vibração específicas, as quais correspondem a níveis vibracionais da molécula. Os espectros de infravermelho são produzidos por diferentes modos de vibração e de rotação de uma molécula.

Para que um modo vibracional apareça no espectro do infravermelho e, portanto, para que haja absorção de energia incidente, é essencial que ocorra modificação no momento do dipolo durante a vibração. A vibração de dois átomos semelhantes, um contra o outro, como por exemplo os átomos de oxigénio ou de azoto nas respetivas moléculas, não provoca alteração da simetria elétrica, ou do momento de dipolo, da molécula; estas moléculas não absorvem na região do infravermelho.

Em muitos modos normais de vibração de uma molécula os principais participantes da vibração serão dois átomos reunidos por uma ligação química. Estas vibrações têm frequências que dependem primordialmente das massas dos átomos que vibram e da constante de força da ligação entre eles. As frequências também são ligeiramente afetadas por outros átomos ligados aos dois átomos vibrantes.

As vibrações moleculares podem ser classificadas em deformação axial (ou estiramento) e deformação angular e podem ser simétricas ou assimétricas. As vibrações angulares podem ainda ser classificadas como no plano ou fora do plano.

O componente de maior relevância em FTIR é o interferómetro de Michelson que é o responsável pela geração do padrão de interferência. Na figura 13 está ilustrado o modo de operação do interferómetro.

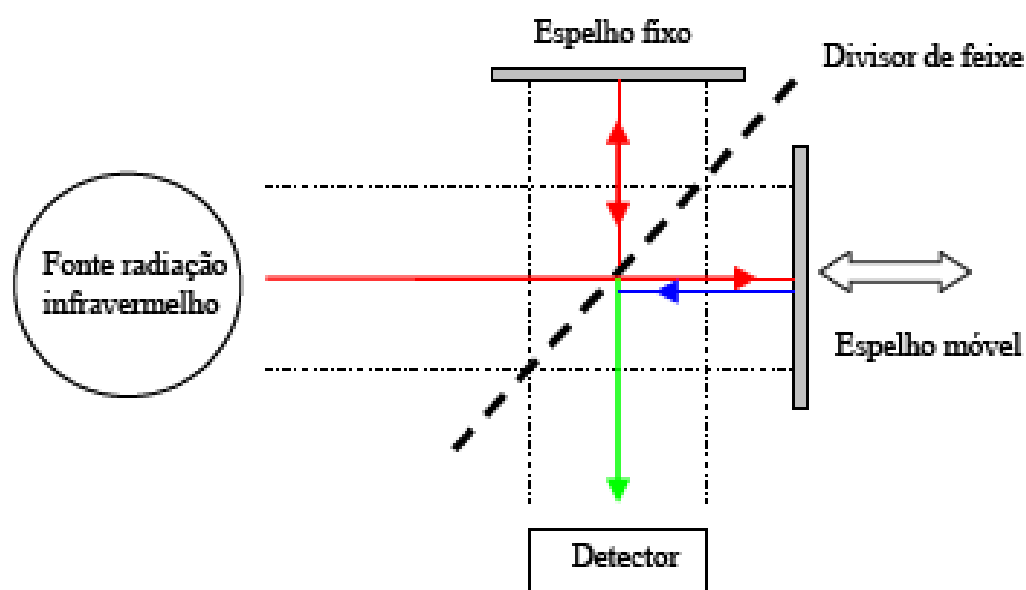


Figura 13: Esquema do funcionamento de um interferómetro de Michelson. A seta azul indica radiação refletida em fase diferente da incidente (vermelha). As setas a verde indicam o feixe resultante da interferência das radiações vermelha e azul.

2.4.2. PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

As amostras utilizadas na espectrometria de infravermelhos foram selecionadas diretamente da amostra de epissienito. A seleção foi feita com base na coloração dos feldspatos uma vez que o intuito era estudar os feldspatos enrubescidos desta amostra. Assim sendo, e como é possível ver na Figura 14, foram selecionados os campos 1, 2 e 3 para a preparação das amostras, bem como uma quarta amostra de albite proveniente do granito são (Figura 15). A quantidade de amostra necessária para esta técnica é muito pequena (+- 1mg de amostra) e é necessário que esta esteja reduzida a um pó muito fino, no entanto foi amostrada e preparada uma quantidade maior para que fosse possível, caso necessário, a replicação de análises. A amostragem dos feldspatos foi feita com recurso a um martelo de geólogo e cisel e, de seguida, os feldspatos foram partidos em fragmentos de granulometria adequada para o uso do “moinho de ágata”, este moinho permite a obtenção da granulometria correta para que a amostra possa ser analisada no equipamento de FTIR.



Figura 14: Amostra (Correspondente à figura 9.4) utilizada para a recolha de feldspatos (1, 2 e 3) para a análise de FTIR.



Figura 15: Amostra de albite correspondente à amostra da figura 9.3.

Uma vez obtida a granulometria correta é necessário recorrer a uma balança de precisão (0,0001 g), Figura 16, para que se possam pesar 1mg de amostra e 200mg de brometo de potássio. Esta mistura é necessária para a preparação das pastilhas que serão utilizadas no FTIR, é então feita a mistura num almofariz até obtenção de uma mistura homogênea.



Figura 16: Balança de precisão.

As pastilhas por sua vez são feitas numa prensa com capacidade até 10 ton da marca Specac, sendo o pó colocado numa capsula que é então prensada (Figura 17). O resultado são umas pastilhas das amostras.

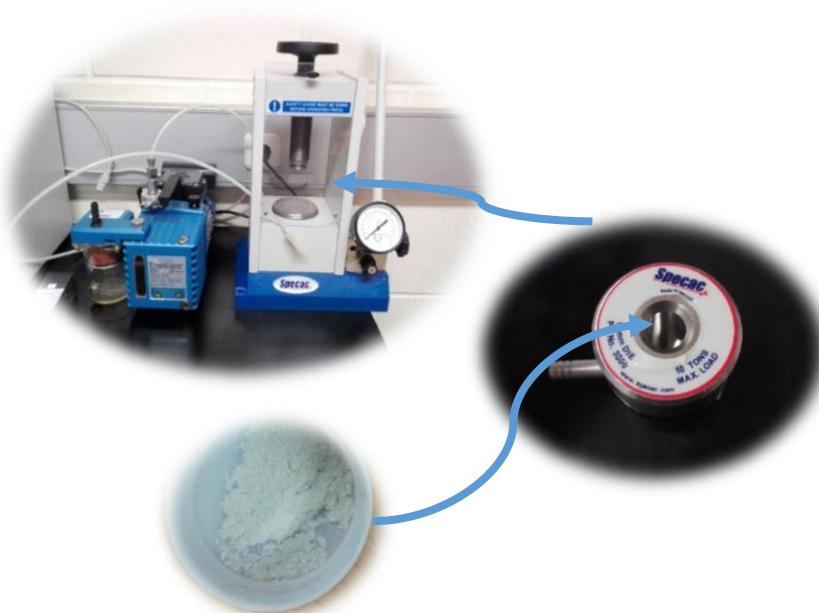


Figura 17: Processo para obtenção das pastilhas para análise FTIR.

O equipamento de infravermelhos utilizados é o apresentado na Figura 18, da Bruker Tensor 27 acoplado a um computador que utiliza um software da Opus para a obtenção dos espectros de infravermelhos.



Figura 18: Equipamento utilizado para análise FTIR.

2.5. ESPECTROMETRIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X (FRX)

A espectrometria de fluorescência de raios X é uma técnica não destrutiva que permite identificar os elementos presentes numa amostra (análise qualitativa) assim como estabelecer a proporção (concentração) em que cada elemento se encontra presente na mesma.

Na espectrometria de fluorescência de raios X uma fonte de radiação de elevada energia (radiação gama ou radiação X) provoca a excitação dos átomos da substância que pretendemos analisar.

Quando um átomo no estado fundamental fica sob a ação de uma fonte externa de energia (e.g.: raios X), ele absorve esta energia, aumentando o nível energético dos eletrões. Neste estado o átomo estará numa situação instável, chamada “Estado Excitado”.

Na natureza tudo tende a buscar o estado de estabilidade, desta forma o átomo excitado tende naturalmente a retornar ao seu estado fundamental, ocorrendo uma emissão de energia. Esta energia envolvida na absorção é uma característica específica de cada elemento químico, permitindo a sua identificação e correspondente quantificação. A análise por espectrometria de fluorescência de raios X é baseada no fato de que os elementos químicos emitem radiações características quando submetidos a uma excitação adequada. A emissão de espectros de linha característica pode ser induzida pelo impacto de partículas aceleradas, tais como eletrões, partículas alfa e iões. E, também, pelo impacto de radiações de alta energia a partir de um tubo de raios-X ou de uma fonte radioativa. Geralmente, a excitação direta do eletrão é utilizada em técnicas de microsonda eletrónica.

Um átomo ao receber uma descarga de raios-X possibilita a entrada de fótons de raio-X que atingem um eletrão, este eletrão é retirado da camada atómica de menor energia, deixando um vazio (Figura19). Este vazio é preenchido por um eletrão de maior energia. No processo há libertação de energia (fluorescência) desprendida na forma de fótons de raios-X.

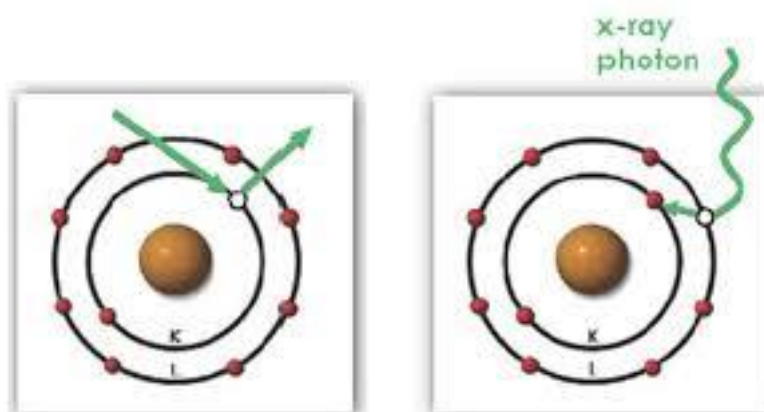


Figura 19: Representação do raios X (in Thermo Fisher Scientific, 2007)

A radiação emitida pela amostra demonstra as características de comprimento de onda dos elementos presentes na amostra. O feixe refletido é guiado num sistema dispersivo, produzindo espectros de linhas que estão diretamente relacionados com os elementos presentes na amostra.

O uso de um feixe de raios-X primário para excitar a radiação fluorescente de uma amostra foi inicialmente proposto por Glocker e Schreiber em 1928. Hoje, o método é utilizado como uma técnica não destrutiva de análise, e como uma ferramenta de controlo em muitas indústrias extrativas e de transformação. Em princípio, o elemento mais leve que pode ser analisado é o berílio ($Z = 4$), mas devido às limitações instrumentais associadas à técnica e ao baixo rendimento de raios-X para os elementos leves, muitas vezes é difícil quantificar elementos mais leves do que o Sódio ($Z = 11$).

Linhas espectrais utilizadas

Os elementos químicos determinados e as linhas espectrais utilizadas para identificar e quantificar as proporções elementares são apresentados na Tabela 6.

Tabela 6: Elementos químicos e linhas espectrais utilizadas.

ELEMENTO	Linha	λ (nm)		Linha	λ (nm)
O	K α	2.362	As	K α 1	0.1176
F	K α 1,2	1.832	Se	K α 1	0.1105
Na	K α 1,2	1.191	Kr	K α 1	0.09801
Mg	K α 1,2	0.989	Rb	K α 1	0.09256
Al	K α 1,2	0.834	Sr	K α 1	0.08753
Si	K α 1,2	0.7126	Y	K α 1	0.08288
P	K α 1,2	0.6158	Zr	K α 1	0.07859
S	K α 1,2	0.5373	Nb	K α 1	0.07462
Cl	K α 1,2	0.4729	Mo	K α 1	0.07094
K	K α 1,2	0.3742	Ru	K α 1	0.06433
Ca	K α 1,2	0.3359	Rh	K α 1	0.06136

2.6.MICROSSONDA ELETRÓNICA

De forma a realizar um estudo cristaloquímico de algumas fases minerais identificadas nas amostras em estudo, nomeadamente, os feldspatos, sericite, clorite e epidoto recorreu-se à utilização do equipamento de Microsonda Eletrónica que permite a obtenção das composições químicas quantitativas de cada mineral. Para tal numa fase inicial foram realizadas análises a duas amostras das quais foram selecionados minerais de albite e de moscovite respetivamente.

De forma a obter a composição destes minerais foram realizadas análises na microsonda eletrónica de marca JEOL JXA 8500F do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG).

2.7. ESPECTROSCOPIA DE RAMAN

O leque de aplicações da espectroscopia de Raman é grande, sendo utilizado desde as geociências à pintura e contrafações. É uma técnica poderosa e rápida que permite a obtenção rápida de resultados.

No caso em estudo, a utilização de Espectroscopia de *Raman* teve como principal objetivo a caracterização da fase volátil das inclusões fluídas (IF) contribuindo assim para a caracterização das fases vapor presentes nos diferentes tipos de IF. Assessoriamente permitiu também a identificação de algumas fases minerais nos quais a identificação petrográfica não foi clara.

Na análise a inclusões fluídas esta técnica deve ser realizada após a criometria e precedente à termometria, a razão para seguir esta metodologia prende-se com o fator de preservação das condições da inclusão. A termometria ao aquecer a amostra vai permitir uma homogeneização, este processo pode em alguns casos levar à alteração das condições originais da inclusão, em alguns casos leva à decrepitação da IF.

2.7.1. FUNDAMENTOS

A Espectrometria de *Raman* (ER) assenta sobre princípios físicos e químicos dos materiais sem os quais a técnica não poderia resultar. O principal fundamento é relativo ao facto que diferentes grupos moleculares apresentam vários modos de vibração, ou seja, estados de energia específicos para cada molécula. A ER consiste na utilização de equipamento específico com uma gama laser que permite a picagem de uma amostra; o laser por sua vez, ao encontrar a amostra vai obedecer às leis físicas de propagação da luz e vai ser em parte absorvida pela amostra, refletida e refratada (caso a amostra tenha propriedades que o permitam). O registo obtido será a interação entre a luz incidente e o modo vibracional da(s) molécula(s) constituintes da amostra. Desta interação são obtidos espetros representados por intensidade de energia dos modos vibracionais das diferentes espécies moleculares, sendo esta intensidade proporcional ao número de moléculas excitadas.

A acrescentar á rapidez na obtenção de resultados são visíveis outras grandes vantagens na utilização desta técnica, sendo a maior, o carácter não destrutivo e muito pouco evasivo na amostra, permitindo desta forma a replicação dos resultados. A variedade de agregação física da amostra para análise é também uma grande vantagem, podendo ser analisadas amostras líquidas, sólidas (amostra mineral pura, pó etc) e gasosas (tendo em conta as limitações próprias deste estado físico).

2.7.2. PREPARAÇÃO DA AMOSTRA E METODOLOGIAS

Para a ER a preparação das amostras foi a mesma utilizada para a petrografia e o estudo das inclusões fluídas, não necessitando no caso em estudo de nenhuma preparação adicional. Foram assim utilizadas as mesmas lâminas polidas e bipolidas referidas no subcapítulo **Petrografia**.

A ER permite uma rápida e eficaz obtenção de informação importante no trabalho das inclusões fluídas e identificação mineral, contudo, esta premissa pressupõe um bom conhecimento da amostra por parte do utilizador. Assim, é necessário que seja feito o estudo completo da amostra em questão para que sejam assinalados os campos/pontos sobre os quais queremos incidir o feixe laser, uma vez que em grande parte dos casos estamos a lidar com tamanhos muito reduzidos (até poucas μm) este estudo prévio torna-se muito importante.

O âmbito deste trabalho não incidiu sobre o conhecimento e manuseamento dos equipamentos utilizados e software de aquisição de espectros, pelo que todas as análises foram acompanhadas pela Dr. Alexandra Guedes. O espectrómetro de Raman utilizado foi o LabRAM HORIBA Jobin Yvon Spex com o qual se obtiveram espectros possíveis de comparar a uma base de dados para que fossem identificados os materiais em estudo.



Figura 20: Equipamento *Raman* utilizado.

2.8.GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

As análises de geoquímica de rocha total realizadas neste trabalho foram efetuadas em amostras da área em estudo das diferentes alterações encontradas bem como do granito não alterado.

Todas as análises de geoquímica de rocha total foram realizadas recorrendo a um espectrómetro de fluorescência de raios X de marca Philips do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

Com os resultados destas análises foi possível realizar o balanço de massa dos elementos óxidos das amostras de forma a avaliar os ganhos e perdas desses mesmos elementos em cada uma das alterações identificadas, comparando-os com os resultados de elementos maiores obtidos para a fácies granítica não alterada. Fez-se também a projeção de algumas amostras em gráficos R1-R2 de De La Roche (1980) e A/CNK – A/NK de Shand (1943) recorrendo para isso ao software freeware GCDkit 4.00 (Figura 21) que utiliza por base o software R 3.2.1 (Janoušek *et al.*, 2016).

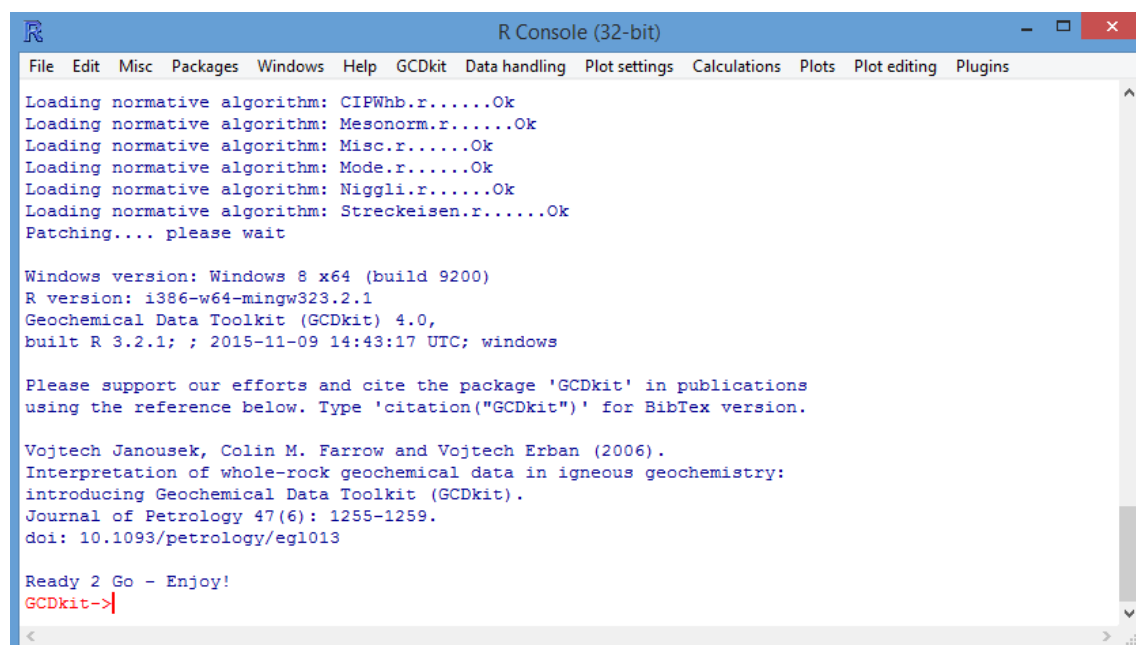


Figura 21: Aspecto geral do software GCDkit 4.00.

3. INCLUSÕES FLUÍDAS

O estudo das inclusões fluídas tem sido alvo de elevado interesse relativamente à sua utilização em estudos complementares na área das geociências, com um potencial de contributo para esta área importantíssimo. Os últimos anos de evolução científica e sensibilização deste estudo e técnicas associadas tem ajudado a que aumente a procura deste estudo e se aprimorem técnicas e análise de resultados. O Professor Edwin Roedder, foi por ventura a pessoa que mais contribui para o avançar do estudo de fluídos preservados em “armadilhas” minerais. Neste documento, trabalhos de Roedder (1962 e 1984) foram de enorme importância para a aquisição de conhecimentos na área.

As inclusões fluídas (IF) representam pequenas lacunas associadas a minerais sendo que uma das dificuldades do seu estudo se prende com o seu tamanho, na grande maioria das vezes micrométrico. O tamanho médio das IF encontra-se entre os 2 μm e os 20 μm sendo que podem ser mais pequenas ($< 1 \mu\text{m}$). A cristalização de minerais na natureza não é perfeita e todos eles cristalizam com imperfeições que em grande parte dos casos lhes acresce valor. No caso das IF estas são imperfeições que se formam aquando a cristalização do mineral, que neste caso não são uma mais valia económica, mas são uma riqueza científica e geológica.

O estudo destas pequenas lacunas permite estimar com grande rigor quais as condições físico-químicas contemporâneas com a formação dos minerais que as contêm. Para tal é necessário assumir que a partir do momento em que ocorre o aprisionamento destes fluídos a sua composição e volume.

Neste trabalho o objetivo do estudo das IF tem como foco perceber quais as condições de pressão (P), temperatura (T), composição (X) e volume (V) do sistema hidrotermal que permitiu as alterações identificadas na petrografia na região de Freixiosa e, por ventura, perceber se este fluído contribuiu para a formação das mineralizações de urânio características da região. Para isto, iremos comparar resultados obtidos em amostras de granito alterado vs amostras de granito “são” recolhidas na área em estudo.

Deste modo pretende-se retirar os maiores e melhores dados possíveis das características do fluído que aí atuou e, juntamente com os dados obtidos nas diferentes técnicas utilizadas tentar correlacionar os resultados obtidos na fácies em estudo com resultados obtidos em outras áreas com evidente epissienitização.

3.1.DEFINIÇÃO E CLASSIFICAÇÃO DAS IF

As IF são comuns em diversos minerais e a sua ocorrência pode ser verificada através da observação das amostras ao microscópio ótico. É muito importante esta observação primária da IF uma vez ser possível retirar-se informações relativamente à morfologia das mesmas e à sua distribuição que pode, em grande parte dos casos, estar relacionada com a forma cristalográfica do mineral hospedeiro.

3.1.1.CLASSIFICAÇÃO QUANTO À ORIGEM

As IF podem ser classificadas quanto à sua origem, podendo ser primárias (P), pseudo-secundárias (PS) e secundárias (S) (Figura 22). As inclusões que se formaram aquando as cristalizações do mineral irão ser primárias, o fluído aprisionado nestas inclusões retrata as condições no momento de cristalização desse mineral e o tipo de fluído envolvido no processo. Por sua vez, as inclusões secundárias (S) formam-se posteriormente à cristalização e por isso estas terão no seu conteúdo o fluído que atuou posteriormente à formação do mineral, ou seja, retratam o fluído que proporcionou uma alteração à normalidade do sistema. Por norma estas inclusões necessitam de um mecanismo externo para a abertura de micro-fraturas pelas quais possa circular o fluído, por exemplo uma variação térmica na rocha, processos tectónicos (falhas) ou ainda descompressões crustais (Shepherd *et al.*, 1985).

As IF pseudo-secundárias apresentam uma distribuição muito semelhante com as S, no entanto estas representam um fluído se não igual muito parecido com o que se encontra nas P, ou seja, são inclusões que se formaram numa determinada fase do crescimento do mineral primário.

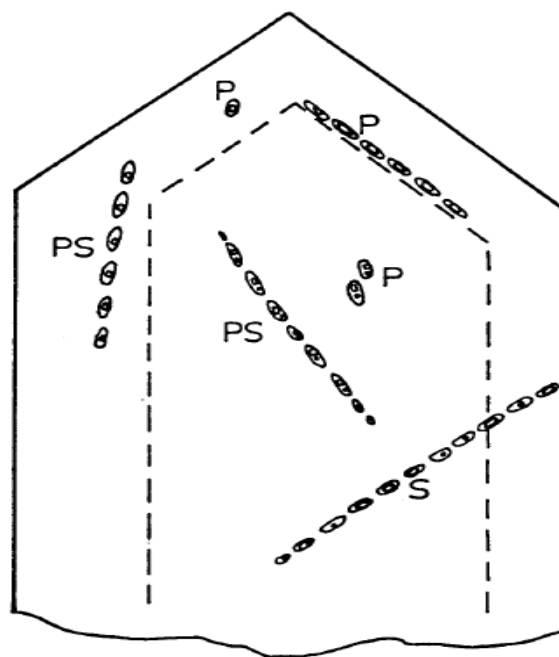


Figura 22: Modelo exemplificativo da origem dos PIF. Hansteen (1988) in Kherkof (2011).

Na prática a distinção entre estes três grupos de inclusões torna-se bastante difícil, são raros os casos em que é possível afirmar com total certeza que uma inclusão é primária, podemos, no entanto, estimar a possibilidade de o serem.

No caso em estudo, sabemos previamente que as inclusões S serão mais abundantes no granito alterado devido à circulação de um fluido hidrotermal que proporcionou as alterações hidrotermais identificadas, ou seja, existiram condições que possibilitaram a circulação de um fluido com uma composição X que proporcionou a alteração de alguns dos minerais primários desta fácies granítica. Assim sendo, o estudo das IF juntamente com as restantes técnicas utilizadas permitirá comparar e compreender as condições P, T, X e V entre o granito “são” e o granito alterado e assim desvendar quais as propriedades do fluido que permitiram essas alterações.





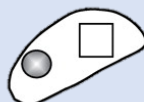
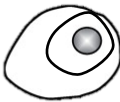
3.1.2.CLASSIFICAÇÃO COMPOSICIONAL

A classificação das IF passa necessariamente pela sua composição, sendo o ponto fulcral no seu estudo. Como visto anteriormente, é assumido que a composição das inclusões não altera uma vez aprisionado o fluido e, por isto, é assumido que o fluido em estudo representa o fluido no momento do seu aprisionamento. A partir do estudo da sua composição e utilizando alguns parâmetros e correlações será possível

estimar as condições às quais circulava o fluído no momento de aprisionamento. Para a classificação composicional utilizada nas amostras preparadas será adaptada da proposta por Shepherd *et al.* (1985) (Tabela 7).

A composição das IF é variável mesmo dentro do mesmo caso de estudo, podendo conter fases gasosas, líquidas e sólidas e dentro da mesma inclusão podem coexistir diferentes fases e assim sendo estas podem ser monofásicas, bifásicas e multifásicas.

Tabela 7: Tabela síntese da classificação composicional. Alterado de Shepherd *et al.* 1985.

TIPO DE INCLUSÃO	FASE PRINCIPAL	EXEMPLOS TÍPICOS	ABREVIATURA USADA	DESCRIÇÃO
Monofásica líquida	L = 100%		L	IF preenchidas somente por fase líquida
Monofásica vapor	V ≈ 100%		V	Preenchidas somente por vapor de baixa densidade (normalmente CO ₂ , CH ₄ , H ₂ O, N ₂)
Bifásica com fase líquida dominante	L > 50%		L + V	Duas fases visíveis, líquida e vapor L > V
Bifásica com fase vapor dominante	V = 50 - 80%		V + L	Duas fases visíveis, vapor e líquida V > L
Multifásica com fase sólida	L = variável S < 50%		S + L ± V L+S	IF normalmente L+V com presença de um sólido associado.
Líquidos imiscíveis	L1 + L2		L1 + L2 ± V	Com três fases distintas; dois líquidos imiscíveis e fase vapor
Vidro	G > 50%	Sem exemplo	G	Aprisionadas a partir do melt de silicatos, formando-se inclusões cristalinas ou inclusões com vidro se o arrefecimento foi rápido.

3.2.PLANOS DE INCLUSÕES FLUIDAS (PIF)

PIF é o acrónimo utilizado para designar “planos de inclusões fluídas”, estes são a concentração linear, ou mais ao menos linear, das IF e resultam da cicatrização de micro-fracturas pré-existentes no mineral, normalmente estes planos são observados em cristais de quartzo uma vez que este mineral apresenta um maior poder de cicatrização. A formação destes planos ocorre por tração, isto é quando é exercida uma força no mineral e é atingido o limite de rotura (Lepinasse, 1991). Nestes planos de fracturação circula o fluído ocorrendo a cicatrização do mineral e consequente aprisionamento do fluído em sucessões de IF, os PIF. A cicatrização mineral ocorre em períodos e limites de tempo diferente, sendo no geral um processo extremamente rápido à escala geológica, podendo demorar alguns dias a algumas semanas. Estes alinhamentos e o seu estudo permite compreender os processos de micro-fracturação e correlaciona-los com processos tectónicos a uma escala local ou até mesmo regional, sendo possível identificar as suas principais direcções e demonstra-las em diagramas estatísticos. Segundo Lepinasse (1991), os PIF são micro-fracturas de extensão que se formam no plano $\sigma_1 - \sigma_2$ e perpendiculares a σ_3 .

O objetivo do estudo dos PIF será avaliar a geometria da micro-fracturação que serviu de corredor para um fluído, nas fácies graníticas em estudo e desta forma perceber se existe uma explicação regional para a sua circulação.

A classificação dos PIF tem por base a observação microscópica e à lupa permitindo assim perceber de que forma ocorre a sua distribuição nos cristais/grãos. Na seguinte Figura 23 e Tabela 8 segue a classificação de PIF utilizada.

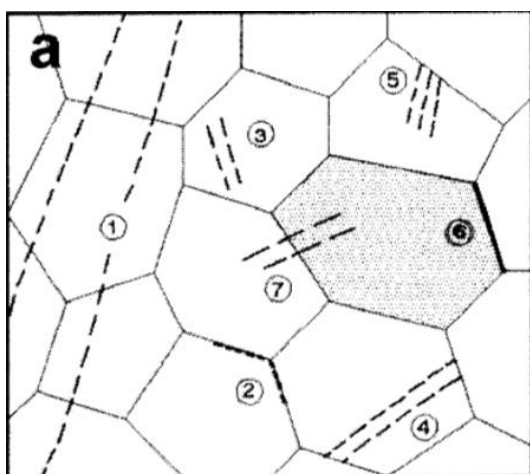


Figura 23: Classificação dos PIF segundo Simmons & Richer (1976) e Kranz (1983)

Tabela 8: Nomenclatura dos PIF segundo Simmons & Richer (1976) e Kranz (1983)

1	Transgranular
2	Intergranular
3	Intragranular (interior do grão)
4	Intragranular de bordo a bordo (limite a limite do cristal)
5	Intragranular (do bordo do cristal ao interior)
6	Interfase
7	Transfase

3.2.1.METODOLOGIA PARA O ESTUDO DOS PIF

As lâminas bipolidas utilizadas para o estudo dos PIF foram, tal como dito anteriormente, orientadas desde a sua amostragem até à sua preparação. Este processo é essencial para o estudo dos planos de micro-fracturação da rocha, mais propriamente dos quartzos, mineral no qual foi realizado o estudo das inclusões fluídas.

Para isto foi inicialmente utilizado um microscópio de transmissão (igual ao utilizado na petrografia) no qual foram seleccionados grão de quartzo das diferentes lâminas correspondentes ao epissienito e ao granito não alterado. Foram identificados os planos de inclusões fluídas presentes nesses grãos e foi medida a sua direção relativamente à direção de amostragem, classificando-os segundo a classificação proposta por Simmons & Richer (1976) e Kranz (1983). Foram agrupadas todas estas direções de PIF's relativamente à sua classificação e foi feito um estudo estatístico para avaliar as direções principais de micro-fracturação utilizando o *software Stereonet*.

O objetivo inicial propunha-se ao estudo dos PIF utilizando o *software* GeolIMAGIN desenvolvido pelo Prof. Pedro Nogueira (Universidade de Évora, ICT) sobre o qual foi feito um minicurso para a aprendizagem da utilização do programa. Este programa necessita da captura de imagem em direto do microscópio em que com recurso a um computador o *software* permite a medição dos ângulos dos PIF bem como a sua classificação direta, os resultados são no fim exportados e o seu tratamento é semelhante ao utilizado neste trabalho. No entanto, não foi possível realizar o estudo da microfracturação a partir deste método devido a limitações técnicas e por isto foi utilizado um método mais tradicional no estudo com medição manual através de fotos obtidas em microscopia ótica de reflexão. Fotos nas quais foram identificados diversos planos e medidos os seus ângulos relativamente à atitude da amostra em campo.

3.3.CONCEITOS UTILIZADOS

Os conceitos mais pertinentes para o trabalho desenvolvido são respetivamente a densidade do fluído (d) e o grau de preenchimento (Flw) das inclusões fluídas. A densidade pode ser determinada utilizando a fórmula:

$$D= d1 Va1 + d2 Va2 + dn Van$$

A densidade do fluído determinada à temperatura ambiente será igual à do fluído no momento em que foi aprisionado isto porque se assume que não ocorrem variações composicionais e de volume a partir desse momento.

O grau de preenchimento da fase líquida das inclusões fluídas (Flw) pode ser identificado em todas as inclusões fluídas tendo algumas variantes na informação que fornece dependendo o tipo de inclusão que se trata, de uma forma geral:

$$\text{Flw} = V(\text{líquido}) / V(\text{total da inclusão})$$

O Flw irá ser importante para alguns parâmetros dos métodos de estudo a utilizar, tais como Th (temperatura de homogeneização) e a salinidade do fluido. No geral o Flw é identificado sem recorrer a métodos analíticos, este conceito é quantificado visualmente recorrendo a exemplos de percentagens de graus de preenchimento em inclusões fluídas com diferentes formas, na Figura 24 pode ser visto o ábaco de preenchimento utilizado.

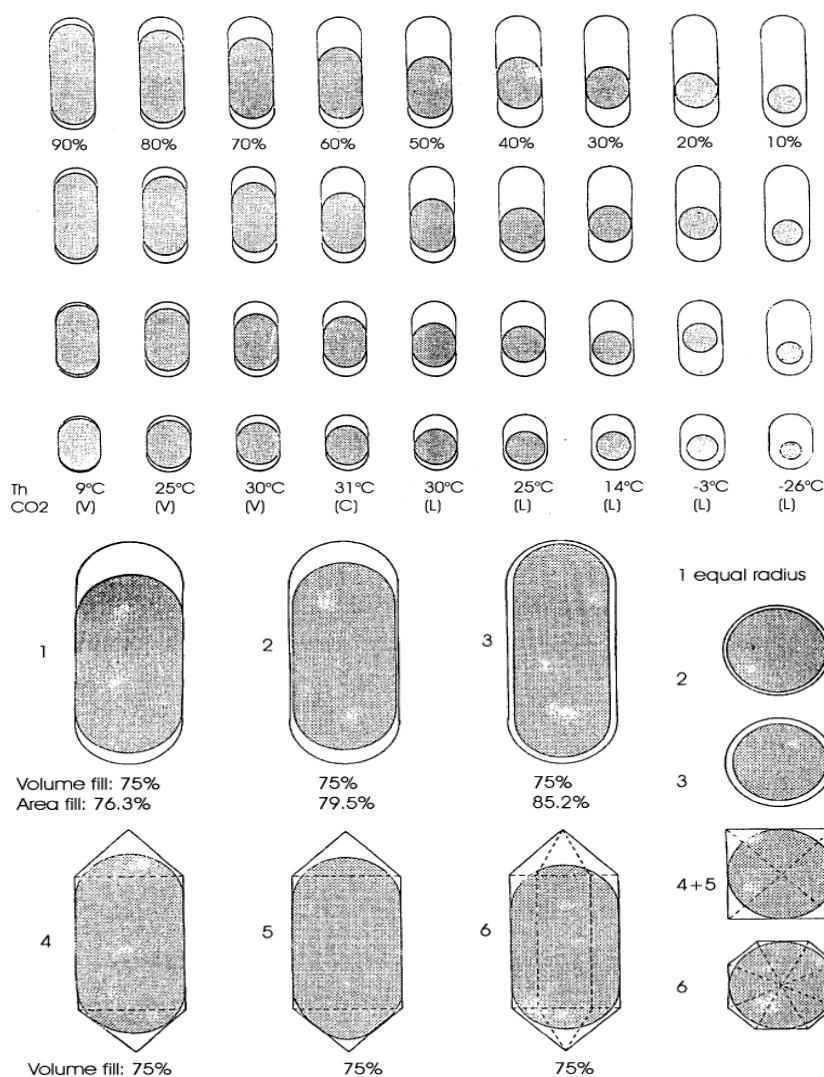


Figura 24: Modelo utilizado para o cálculo do grau de preenchimento das inclusões fluídas. (*in* Fluid Inclusions – Petrography and genetic interpretation of fluid inclusions)

3.4.MÉTODOS GERAIS DE ESTUDO

Os métodos de estudo das IF são divididos em duas categorias: métodos destrutivos e métodos não destrutivos com técnicas distintas entre ambos. Nos métodos não destrutivos estão incluídos a microtermometria e espectrometria de *Raman*, são estes os métodos com particular interesse uma vez que apresentam a vantagem de preservação da integridade da amostra o que permite replicar as análises várias vezes para a mesma amostra. No caso dos métodos destrutivos isto não acontece, embora em alguns casos estes casos permitam a obtenção de dados mais concretos dependendo do objetivo pretendido, como exemplo destes métodos incluem-se a platina de esmagamento e a análise de iões presentes na fase líquida.

Para que a aplicação dos métodos seja o mais fiável possível de forma a obtermos resultados/dados que possamos usar com relativo grau de confiança é necessário compreender o comportamento das inclusões quer em ciclos quentes ($T > 0^{\circ}\text{C}$) quer em ciclos frios ($T < 0^{\circ}\text{C}$). Desta forma é possível prever quais as mudanças que podem existir e, quais dessas mudanças são importantes anotar.

Para um primeiro contacto com o estudo das IF é aconselhável ser o mais metódico possível desde a identificação das zonas da lâmina que apresentam os melhores PIF e IF até ao registo de todas as mudanças que nos pareçam mais pertinentes aquando da realização dos ciclos.

Os objetivos do estudo das IF são variados e os métodos e modelos de interpretação vão depender do tipo de material em estudo (litologia, tamanho das IF, tipo das IF, etc). Assim sendo, é necessário adequar os modelos de interpretação de dados ao sistema hidrotermal e litologia em estudo.

3.4.1.MICROTERMOMETRIA

É o método mais utilizado na análise das IF pela versatilidade na sua utilização e parâmetros obtidos bem como pelas vantagens apresentadas.

Este método consiste em apurar as temperaturas nas quais se verificam mudanças de fase nas fases líquidas contidas na inclusão, para isto recorre-se à observação das inclusões num microscópio dotado de uma platina que possibilita a indução de uma gama de temperaturas entre os -180°C e os 600°C . O arrefecimento da platina é designado por criometria e é conseguida recorrendo a uma injeção de azoto líquido, a informação que se retira desta técnica são as temperaturas de fusão de gelos (T_f) (GEOLOGOS, 1998). Já o aquecimento é designado por termometria da qual se retiram as temperaturas de homogeneização (T_h).

3.4.1.1. TERMOMETRIA

No estudo das inclusões fluídas o método da termometria é provavelmente o mais simples de todos. Uma vez que o parâmetro a medir é a temperatura de homogeneização (T_h), implica o registo da temperatura à qual na inclusão só fica representada uma fase desaparece, ou seja, ocorre em geral uma homogeneização da inclusão em fase líquida ($T_h L$) ou em vapor ($T_h V$).

TEMPERATURA DE HOMOGENEIZAÇÃO (T_h)

A T_h corresponde a uma fase à qual todas as fases (Ex: L + V) se homogeneizam e passam a uma única fase, para que isto aconteça recorre-se a um aquecimento da amostra através de um microscópio dotado de uma platina de aquecimento na qual se aquece a lâmina de forma a registar-se a temperatura à qual ocorrem as mudanças de fase. Pode ocorrer uma homogeneização em líquido (L) ou em fase gasosa (V) pelo que a T_h obtida pode ser utilizada com uma correção de pressão para obter a temperatura de formação do cristal (T_a) (GEOLOGOS, 1998).

Por vezes, é necessário submeter a inclusão a um ciclo de aquecimento e arrefecimento uma vez que por vezes parece que a IF homogeneizou e a fase gasosa (“bolha”) desapareceu, no entanto, ela apenas ficou mais pequena não observável ao olho humano. É possível distinguir estas situações arrefecendo a amostra, se a bolha começar imediatamente a expandir isso é sinal que a homogeneização não ocorreu completamente. Se por outro lado ao arrefecer a amostra não ocorrer expansão, mas ao fim de vários graus de arrefecimento a fase gasosa “saltar” (*pop in*) rapidamente então será um indicador de uma completa homogeneização. Nestes casos as temperaturas registadas são confiáveis. Importa ter em conta que a salinidade da inclusão pode fazer variar a temperatura à qual a fase gasosa volta ao campo de visão. Em inclusões mais salinas, a “bolha” pode aparecer poucos graus a baixo da T_h , isso pode-se dever a estas inclusões terem uma estrutura mais polar fazendo com que haja menos tensão superficial no contacto entre o fluído e a “bolha”, permitindo ao fluído separar-se mais facilmente da fase gasosa (*in*, Systematics of Fluid Inclusion in Diagenetic Minerals).

O registo da T_h permite estimar com algum grau de confiança a temperatura do fluído na altura do aprisionamento, assim sendo os dados obtidos são importantes principalmente no âmbito do trabalho desenvolvido uma vez ser possível a sua relação com as fases minerais observadas.

3.4.1.2. CRIOMETRIA

A criometria é por ventura o método mais exigente a nível de concentração e perícia no estudo das inclusões fluídas, mas também do qual é possível obter maior e mais importante informação relativamente à composição química do fluído. Permitindo assim, saber qual a sua composição relativamente aos iões presentes e a sua concentração no fluído.

Um dos parâmetros mais importantes a medir e registar em criometria é a fusão final do gelo (inclusões aquosas, L+V ou L), T_{mice} .

TEMPERATURA DE FUSÃO DO GELO (T_{mice})

Para que se possa registar a T_{mice} é necessário recorrer à criometria, ou seja, congelar a amostra ao ponto que as fases líquidas solidifiquem para que de seguida se aqueça gradualmente a amostra até à temperatura ambiente e se registre a temperatura à qual a fase sólida transita para a fase líquida novamente. As temperaturas de fusão que dão melhor informação relativamente às condições de aprisionamento são a temperatura de fusão do gelo (T_{mice}), a temperatura de fusão do CO_2 (T_{fCO_2}) e a temperatura de fusão dos clatratos de CO_2 (T_{fC}).

Este parâmetro permite assim avaliar a salinidade da inclusão, sendo para isso necessário escolher o modelo composicional correto para o sistema em estudo. Para a escolha correta é necessário avaliar um outro parâmetro, T_e , sendo T_e a temperatura do eutético correspondente à primeira fusão do gelo.

A escolha do modelo composicional é muito importante para interpretação do fluído em estudo, uma vez que quanto mais próximo for o modelo composicional da composição real da inclusão melhor será a interpretação da T_{mice} e da P-T do fluído.

TEMPERATURA DO EUTÉTICO (T_e)

A temperatura do ponto eutético corresponde à primeira fusão do gelo numa inclusão fluída líquida e depende necessariamente da % em peso de NaCl. Ou seja, quanto maior for a percentagem em peso, maior será a evidência de que ocorre esta fusão e, assim sendo, mais fácil será a sua observação, o contrário acontece caso a inclusão tenha pouca percentagem em NaCl e/ou seja de menores dimensões ($<3 \mu m$). A medição deste parâmetro (T_e) será muito importante para o tipo de modelo composicional a utilizar.

3.4.1.3. MODELO COMPOSICIONAL

Após o registo da Temperatura do eutético (Te) é possível avaliar qual o modelo composicional a adotar para o sistema de inclusões fluídas em estudo, na Tabela 9 podemos identificar este mesmo sistema tendo em conta a informação obtida de Te.

Tabela 9: Tabela de relação da Temperatura do ponto eutético com o sistema composicional das Inclusões Fluídas (Adaptado de Goldstein, R. H., Reynolds, T. J. (1994), Valores de Davis *et al.* (1990)).

Sistema	Te (first melting), menor T°		
NaCl – H₂O	Estável	-21.2	
	Metastável		-28
	Observado	(-21.1 a 21.2)	(-28 a -35)
NaCl -CaCl₂-H₂O	Estável		-52
	Metastável		-70
	Observado		(-47 a -53) (-70 a -85) -90
NaCl-MgCl₂-H₂O	Estável		-35
	Metastável		(-37 a -55) -80
	Observado		(-33.5 a -40) (-45 a -50) (-70 a -80)
NaCl-KCl-H₂O	Estável	-22.9	
	Metastável		-28
	Observado	(-23.0 a 23.4)	
NaCl-CaCl₂-MgCl₂-H₂O	Estável		-57
	Metastável		
	Observado		

3.5. PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS E MATERIAL UTILIZADO

Tal como sucedido no estudo e análise petrográfico foi necessário recorrer ao Laboratório de Preparação de Amostras do DGAOT para que fossem preparadas lâminas que permitissem numa primeira fase o estudo dos planos de inclusão fluídas (PIF) e de seguida o estudo microtermométrico das IF. Estas lâminas têm obrigatoriamente de ser bipolidas de forma a que ambas as faces apresentem um polimento suscetível de se adequar a cada material utilizado. No global foram preparadas 5 lâminas bipolidas com a seguinte nomenclatura:

Tabela 10: Lâminas bipolidas preparadas para o estudo de inclusões fluídas

Amostra Granito Alterado (Vermelho) da Figura 9.4	Amostra de Granito "São" da Figura 9.1
<ul style="list-style-type: none"> • ME(bp)-1.1 - (N90º) • ME(bp)-1.1.1 - (N90º) • ME(bp)-1.2 - (N10º W) 	<ul style="list-style-type: none"> • ME(bp)-1.3 - (N10º W) • ME(bp)-1.4 - (N80º E)

Para o estudo dos PIF interessa que as lâminas sejam orientadas, para tal foram marcadas nas lâminas as orientações devidas de cada uma para que fosse possível aferir os planos preferenciais.

No estudo criométrico das IF foi necessário recorrer a um microscópio específico para a técnica, com capacidade de arrefecimento (criometria) da platina recorrendo a azoto liquido (1), sendo assim utilizado um microscópio ótico Nikon Optiphot 2-POL(2) (Figura 24), com um medidor do gradiente de temperatura (°C) acoplado à platina Chaixmeca (Poty *et al.*, 1976)(3).



Figura 25: Microscópio utilizado para a criometria, juntamente com o restante material necessário para a técnica (botija de azoto e termómetro acoplado à platina de arrefecimento), DGAOT.

Para o estudo termométrico (ciclo quente) o equipamento utilizado é semelhante (Figura 26), incluindo um microscópio ao qual é acoplada uma platina de aquecimento Linkam TH 600 na qual se coloca a amostra, ligada a um regulador de temperatura Linkam PR 600 (Shepherd *et al.*, 1985) e de ciclos de aquecimento com o qual se define a temperatura à qual queremos observar a amostra. Para o arrefecimento do sistema de forma a repetir o processo de forma mais rápida possível é utilizado um sistema de arrefecimento por água destilada que está ligado diretamente à platina.

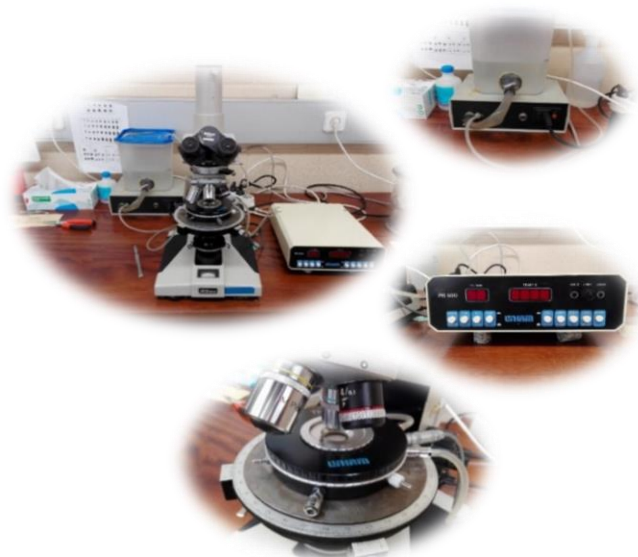


Figura 26: Material utilizado para a termometria das inclusões fluídas.

A calibração do material utilizado na criometria e termometria é fundamental antes de analisar as amostras preparadas, para tal recorreu-se a inclusões fluídas sintéticas, pertencentes ao sistema H_2O -NaCl nas quais o ponto de fusão do gelo ocorre à temperatura de $-0.4^{\circ}C$, e inclusões fluídas naturais aquocarbónicas nas quais a fusão do CO_2 ($TfCO_2$) dá-se à temperatura $-56.6^{\circ}C$. A amostras utilizadas são da SYN FLINC da FLUID INC.; Denver, Colorado (Figura 27) para a calibração da platina de arrefecimento de forma a obter uma precisão de $\pm 0.2^{\circ}C$.



Figura 27: Amostras padrão para a calibração do equipamento.

3.6.PLATINA DE ESMAGAMENTO

Não sendo um método muito utilizado este constitui uma técnica expedita na análise de inclusões fluídas, permitindo a identificação de gases (CO_2 , NH_4) presentes nas IF. É um método pouco dispendioso com a desvantagem destrutiva da amostra, sendo, no entanto, necessário uma quantidade de amostra muito reduzida. O material utilizado é simples e de fácil utilização por parte do utilizador sendo o objetivo, no caso em estudo, confirmar algumas das informações obtidas na microtermometria e em ER.

Não sendo uma técnica fundamental no estudo esta constitui uma ferramenta importante caso alguns dos dados suscitem alguma dúvida relativamente à presença de gases não identificados nas fases voláteis das IF.

3.6.1.METODOLOGIA

Consiste na utilização de uma platina de esmagamento (Figura 28) na qual são colocados dois vidros (grossura ± 6 mm) entre os quais é colocada a amostra. A amostra é nada mais que um quartzo recolhido de uma das amostras utilizadas na microtermometria. A granulometria deste grão tem de ser bastante pequena para que o esmagamento do grão seja possível. Este grão é colocado num dos vidros sobre o qual se coloca uma gota de glicerina anidra que vai permitir a insolubilidade dos gases (CO_2 , NH_4) caso eles existam nas fases voláteis das IF da amostra. É de seguida colocado o outro vidro por cima e fecha-se a platina. Esta platina é dotada de uma abertura superior pela qual vai ser possível ver o grão utilizando a menor objetiva de um microscópio ótico de transmissão, quando o grão está devidamente focado é necessário utilizar o parafuso presente na platina e apertar de forma suave a platina para que o grão seja esmagado entre os dois vidros. O grão vai ser esmagado e caso os gases estejam presentes será possível ver bolhas dos mesmos a formarem-se na glicerina que os aprisiona.

Figura 28: Platina de esmagamento.



CAPÍTULO V



V.RESULTADOS

INTRODUÇÃO

No presente capítulo serão apresentados os dados obtidos com cada uma das técnicas analíticas realizadas no âmbito do presente trabalho bem como a sua interpretação face aos objetivos propostos. Considerando que uma das etapas mais importante de um trabalho científico deve se à parte analítica, será dado ênfase ao estudo dos paleofluidos tentando explorar ao máximo os resultados para a resolução final do problema que é o da caracterização físico-química dos fluidos envolvidos que causaram a alteração hidrotermal do granito reconstituindo, todavia, a dinâmica dos fluidos. Os dados obtidos farão referência às zonas de alteração já definidas, nomeadamente a epissienitização, moscovitização, epidotização, cloritização etc, bem como da fase magmática relacionada com o granito da Freixiosa. Expondo assim as diferentes fases de circulação de fluidos hidrotermais que promoveram diferentes alterações hidrotermais, bem como as características desse(s) fluido(s) e as diferentes paragéneses minerais resultantes destes processos pós-magmáticos.

A complexidade dos processos, devido aos diferentes tipos de alteração encontrados cria algumas limitações na sua interpretação. No entanto tentou-se que os resultados sejam o mais fiáveis e interpretáveis possível de forma a dar respostas, ou propostas na resolução do mesmo.

1. TRABALHO DE CAMPO

Com a clara perceção dos objetivos aos quais este trabalho foi proposto foi fulcral a visita à área para que fossem visualizadas e identificadas macroscopicamente todas as ocorrências de alterações hidrotermais, pois só desta forma seria possível a caracterização dos processos hidrotermais envolvidos. Para tal, foram colhidas amostras de rochas graníticas que exibissem os diferentes tipos de alterações visualizadas, para que, houvesse possibilidade de comparação com a rocha original foi essencial recolher também amostras de granito fresco.

De forma a alargar o espetro de estudo foi também feito um estudo mais detalhado do granito explorado na área (correspondente a uma pedreira) de forma a uma caracterização do mesmo, um pouco mais detalhada, utilizando sempre como base do estudo a Carta Geológica da Folha 17-B - Fornos de Algodres à escala 1:50 000. Foi realizado um levantamento das atitudes das fraturas principais visíveis na pedreira de forma a perceber a sua eventual importância na circulação dos fluídos.

1.1. CARTOGRAFIA DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO E CONTROLO ESTRUTURAL

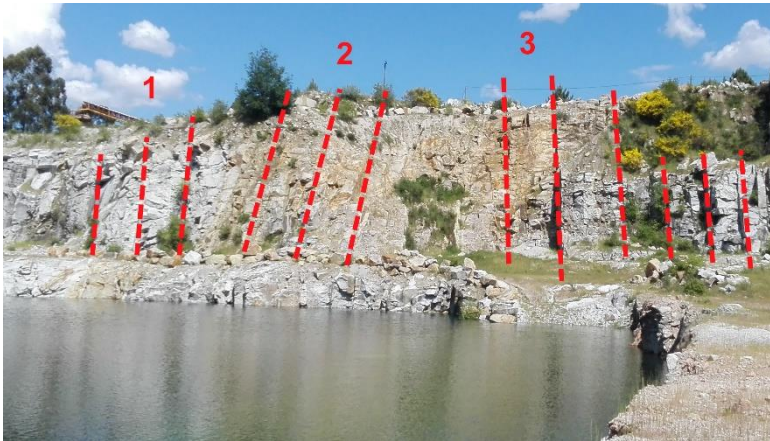
A identificação das zonas alteradas e das estruturas que eventualmente as controlam foi um passo importante no trabalho de campo uma vez que permitiu fazer uma relação direta entre a tectónica envolvente e a circulação dos paleofluidos. Por isso um dos pontos que foi inicialmente considerado foi a identificação de fraturas que possam ter controlado a circulação de paleofluidos causadores da alteração hidrotermal do granito.

Foram identificadas as zonas de alteração bem como algumas falhas associadas a essas zonas. Desta forma, foi possível recolher elementos importantes para uma cartografia de pormenor da área em estudo sendo de referir que na zona Sul da pedreira (Figura 29) se encontram as zonas de alteração associadas a um sistema de falhas com atitude geral N32° a 38°E; 55° a 66° SE. A zona de alteração epissienítica ocorre em contacto brusco com o granito não alterado, alteração é concordante com a fracturação sob forma de uma estrutura colunar típica (estrutura do tipo *pipe*).

Muito pontualmente em diaclases próximas dos “granitos vermelhos” foram identificadas concentrações de epídoto nos planos de diaclasamento do granito não alterado da fácies da Freixiosa, e estão presentes apenas na zona de fratura.

É de notar que à escala do afloramento foram identificados dois tipos de feldspatização, sendo uma delas a albitização identificada no seio do granito fresco e outra, em que é predominante uma feldspatização potássica do granito e enrubescimento. Também, o granito não alterado apresenta veios de albite e cavidades miarolíticas compostas por (quartzo + albite + biotite>moscovite + turmalina).

Na zona este da pedreira (Figura 29) identificamos veios de epídoto + hematite + quartzo que preencheram as fissuras no granito fresco. Também na zona sul verificou-se a presença destes veios de possança pequena (1 – 2 cm) de epídoto + hematite + quartzo, indicadores da circulação de fluidos que possibilitaram a precipitação destes minerais. O encaixante destas alterações é também um granito que apresenta texturas miarolíticas igual ao da zona sul, no qual é visível uma fracturação que é continua em toda a zona e se estende também à zona de alteração, tendo as direcções apresentadas. A acompanhar as cavidades miarolíticas identificadas na fácies granítica da Freixiosa foi possível identificar zonas com intensa albitização.

**Atitudes Zona Este**

1	N80° E; Sub-vertical
2	N140° E; Sub-vertical
3	N82° E; Sub-vertical

**Atitudes****Zona Sul**

1	N 32°; 55° SE
---	---------------

Figura 29: Fotografias da zona sul e zona este juntamente com os seus planos de fraturação principais.

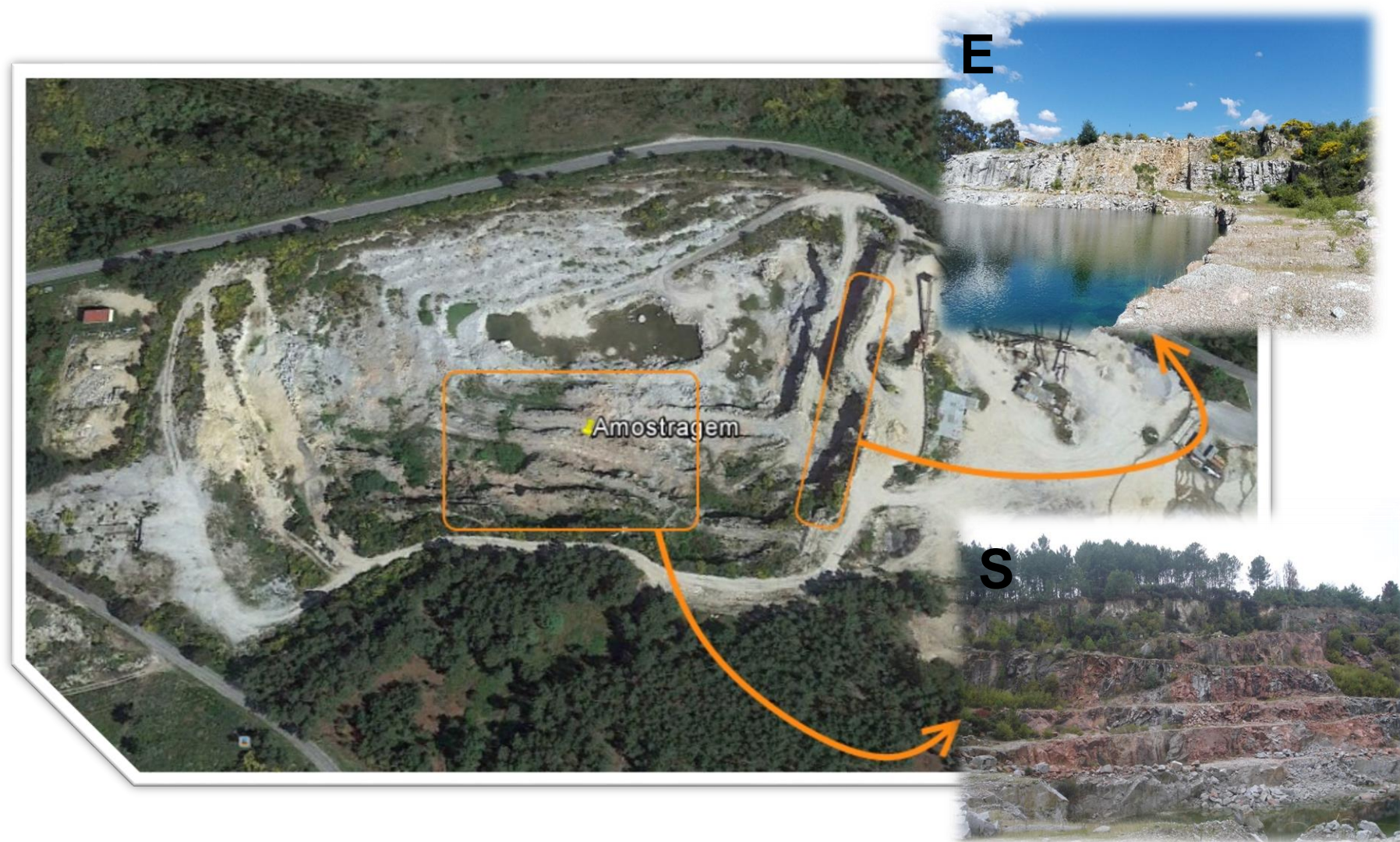


Figura 30: Foto aérea do local de estudo com ampliação para as principais estruturas alteradas.

Recorrendo aos dados recolhidos no campo e tendo por base a folha 17-B Fornos de Algodres à escala 1: 50 000 bem como a Carta Militar nº 190 de Mesquitela à escala 1: 25 000, foi realizado um mapa geológico da área em estudo, apresentado na Figura 31 e 32 bem como uma cartografia de pormenor restrita à concessão de exploração de rocha granítica para brita da Brigalde, S.A. (Figura 33). Desta forma foi evidenciado a disposição das alterações na área bem como a sua relação com o granito não alterado, que aqui se propõem ser um granito com designação diferente da atribuída na legenda da carta de Fornos de Algodres.

Com efeito a classificação atual ($\gamma\pi g$), granito de grão médio de duas micas com esparsos megacristais (Granito de Freixiosa-Mesquitela) não se nos afigura como sendo a mais adequada com base em dados de campo e dados petrográficos apresentados mais adiante neste capítulo. Posto isto, é de seguida apresentada uma proposta de cartografia. Assim sendo a área em estudo poderá ser um granito pertencente à fácies granítica $\gamma\pi g$, granito porfiroide de grão grosseiro essencialmente biotítico (biotite > moscovite), no entanto o granito da área não é um granito porfiroide de grão grosseiro e por isto são necessários mais dados de campo numa área geográfica mais abrangente para a sua correta classificação.

Foram registadas outras observações, tais como a presença dos “epissienitos” e alguns veios pegmatíticos na área em estudo bem como a escassez de moscovite primária.

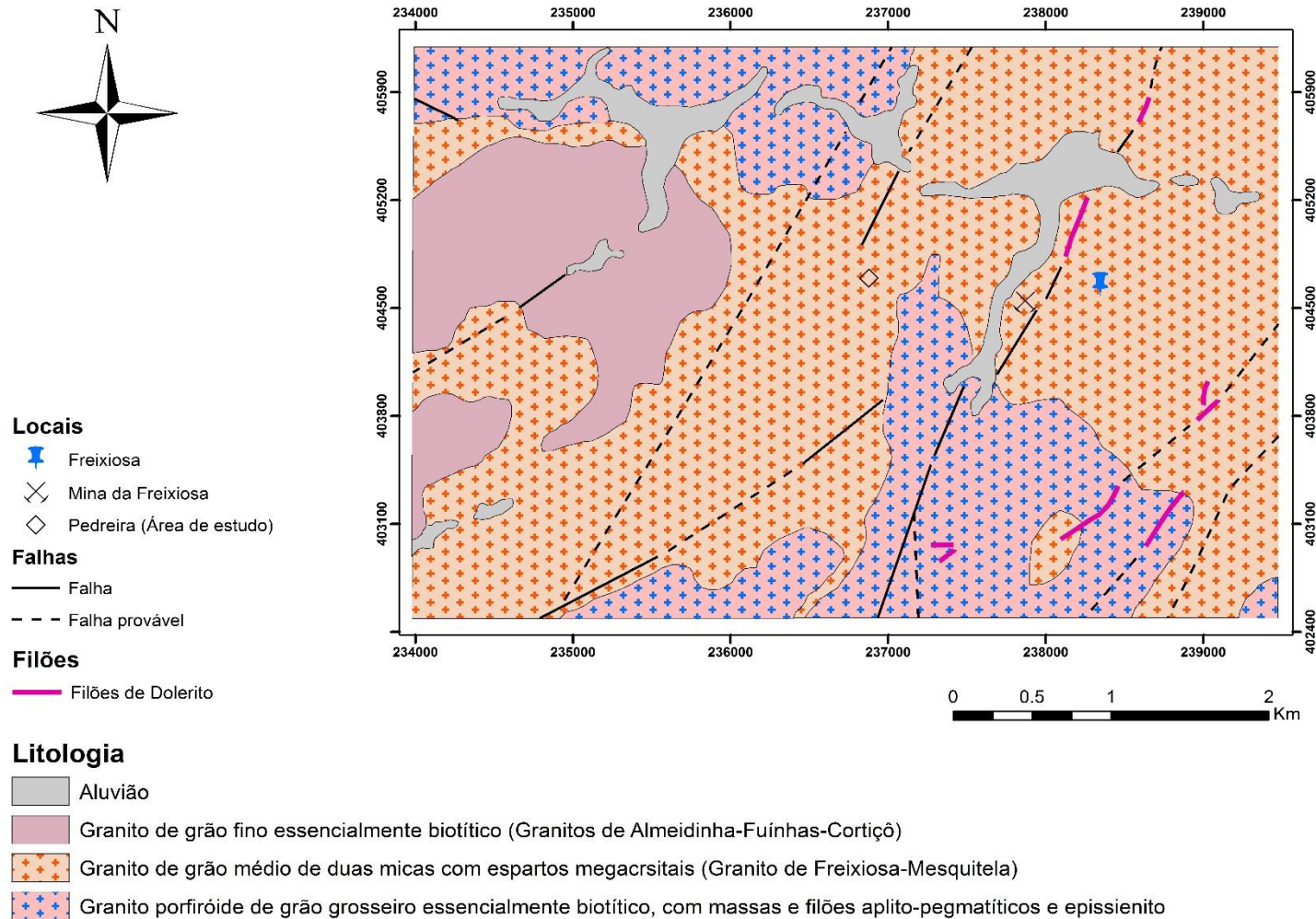


Figura 31: Cartografia da área de estudo e envolvente tendo por base a informação disponível na folha 17-B Fornos de Algodres à escala 1:50 000.

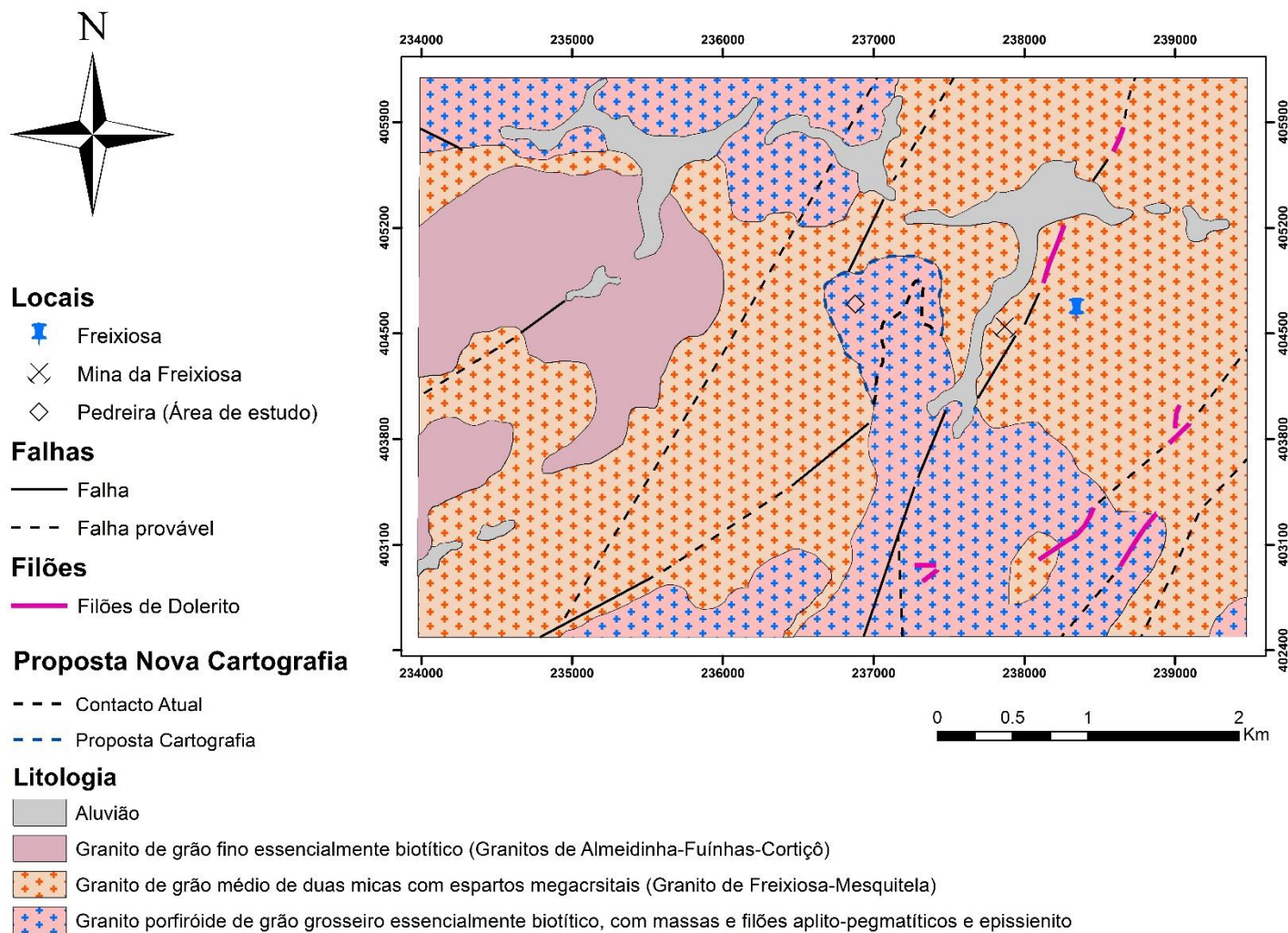


Figura 32: Proposta de cartografia da área de estudo e envolvente tendo por base a informação disponível na folha 17-B Fornos de Algodres à escala 1:50 000.



Estrada N16



Falhas



Litologia



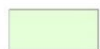
Granito de grão médio essencialmente biotítico



Granito grão médio essencialmente biotítico com cavidades miarolíticas



Zona de Epissienitização



Zona de epidotização e hematitização



0 50 100 200 m

Figura 33: Cartografia restrita à área de estudo tendo por base o levantamento das principais estruturas alteradas e principais falhas.

2. MICROSCOPIA ÓTICA DE TRANSMISSÃO

Todas as lâminas referentes às zonas de alteração em estudo e da fácies granítica de Freixiosa foram estudadas recorrendo à microscopia ótica de transmissão possibilitando a identificação de grande parte fases minerais presentes. O estudo petrográfico juntamente com os estudos relativos à caracterização dos fluídos permitiram uma melhor compreensão de todos resultados obtidos. Estes irão ser distribuídos neste subcapítulo mediante a fase de alteração em questão.

- i) Fácies granítica não alterada – Granito de Freixiosa
- ii) Granito Vermelho – “Epissienitização”
- iii) Epidotização

Como o principal objetivo deste trabalho é a caracterização petrográfica dos processos pós-magmáticos torna-se importante a descrição dos tipos de alterações hidrotermais ocorrentes na área em estudo e de que forma estas ocorrem, acompanhando esta descrição com fotos obtidas ao microscópio petrográfico de transmissão.

As abreviaturas usadas neste trabalho são as propostas por Withney & Evans (2010). Outras nomenclaturas foram utilizadas no decorrer da petrografia, tais como:

NX –Nicóis Cruzados

NP –Nicóis Paralelos

2.1. GRANITO DA FREIXIOSA

Para a caracterização do granito não alterado correspondente ao granito descrito como granito de Freixiosa-Mesquitela foram utilizadas algumas amostras e lâminas delgadas de forma a caracterizar este granito macro- e microscopicamente, tendo por base as descrições da notícia explicativa da folha 17-B de Fornos de Algodres (Gonçalves *et al.*, 1990)

O granito de Freixiosa é uma rocha de grão médio a grosseiro com uma textura porfiróide com alguns megacristais de feldspatos K e texturas miarolíticas (quartzo + biotite + albite + turmalina). A mineralogia principal deste granito é caracterizada por uma associação de quartzo + plagioclase + ortóclase + biotite. As fases minerais acessórias são diversas tendo sido identificados zircão + silimanite + monazite + rútilo.

É importante distinguir as diferentes fases minerais de plagioclase registadas no estudo petrográfico uma vez que são observadas nas fases magmática, tardi magmática e pós-magmática. A sua origem é por isto bastante distinta e assim sendo é necessário ter presente a importância da diferença destas fases entre si.

2.1.1. FASES MINERAIS PRIMÁRIAS

O quartzo apresenta-se em cristais anédricos com bordos por vezes suturados e extinção ondulante (Figuras 34.1(NP) e 34.2(NX)), o que indicia deformação, que está de acordo com os dados de campo. É importante referir que a plagioclase é uma das fases minerais primárias encontradas nas lâminas estudadas da fácies granítica não alterada, no entanto grande parte das plagioclases encontra-se sericitizada, assim sendo apresenta já algum grau de alteração.

Observar-se também biotite que nos seus bordos evidencia o início de uma oxidação e formação, provavelmente, de hematite e alteração para clorite. A biotite neste granito apresenta a particularidade de ter inclusões de agulhas de rútilo, tal é possível observar nas figuras 34.3(NX) e 34.4(NX) bem como na figura 34.5.

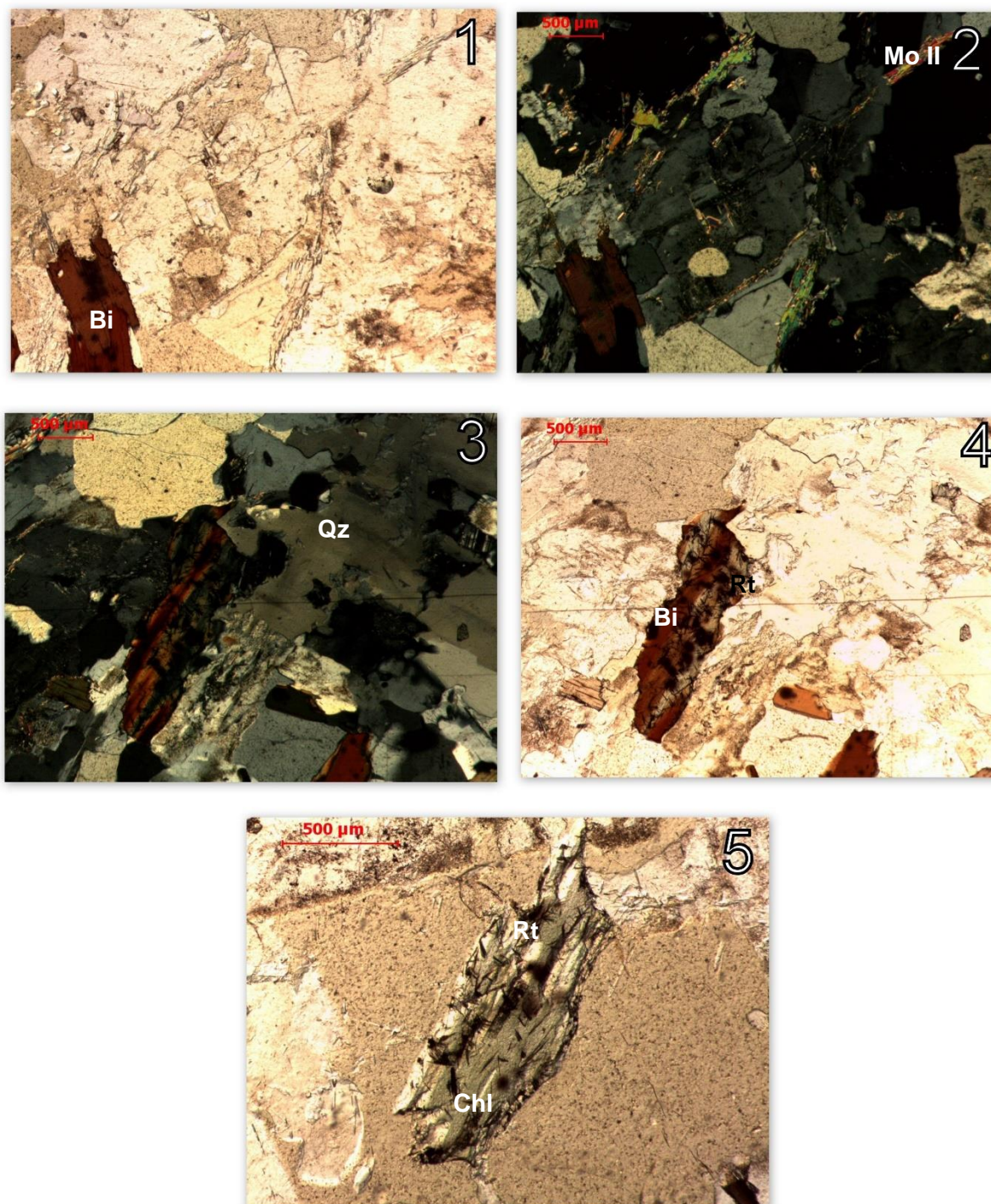


Figura 34: Figura 34.1 a Figura 34.5 correspondentes a aspectos mineralógicos de alteração do granito não alterado.

As fases minerais acessórias identificadas são o zircão e a monazite presentes no seio da biotite. Na figura 35.6 e 35.7 é apresentado um cristal de biotite com halos pleocroicos característicos do decaimento radioativo de alguns minerais acessórios tal como o zircão (Figura 35.7). É comum também a presença de monazite em biotites que têm a característica de produzir o mesmo estilo de halos.

A abundância de biotites com halos pleocróicos é evidente (Fig. 35.8(NP) e Fig. 35.9(NX)), sendo a estrutura cristalográfica da biotite lamelar proporcionou planos preferenciais pelos quais o fluído circulou possibilitando a cloritização da biotite. Nas figuras indicadas a biotite que apresenta elevado número de inclusões de zircão/monazite no seu seio, os bordos da biotite apresentam ainda zonas de moscovitização. No espaço existente entre estas duas micas (Figura 35.8(NP) e Figura 35.9(NX)) é possível identificar em NX a presença de uma moscovite II em palhetas com cores de polarização altas. Embora estas imagens retratem a fácies granítica considerada como não alterada tudo leva a crer pelas alterações observadas na biotite, com a sericitização do bordo dos grãos e moscovitização (moscovite II), que se tratará na realidade de uma das primeiras fases de alteração.

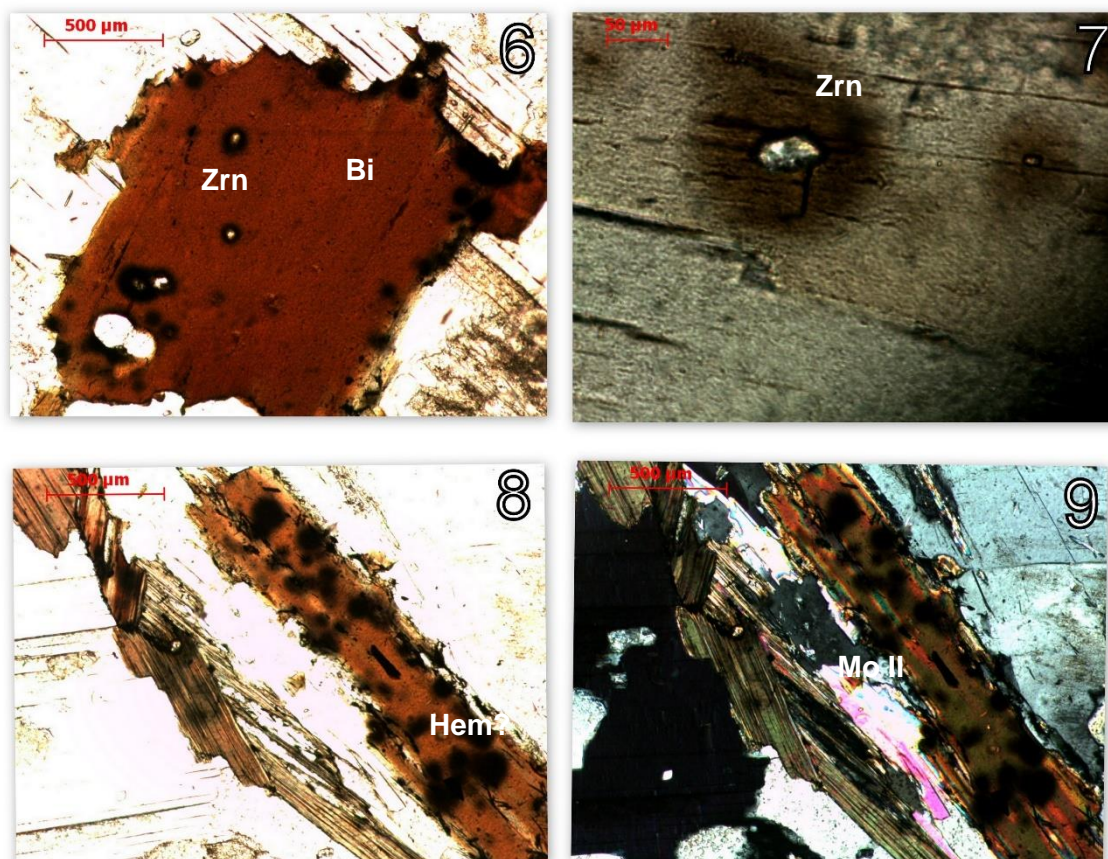


Figura 35: Figuras 35.6 a 35.9 correspondentes a aspetos mineralógicos do granito não alterado.

Nas seguintes figuras são mostrados alguns dos aspetos das plagioclases encontradas no granito não alterado, sendo evidente a ocorrência de alguns processos de alteração nomeadamente a sericitização. Assim sendo, são identificadas finas palhetas de moscovite no interior dos cristais de plagioclase.

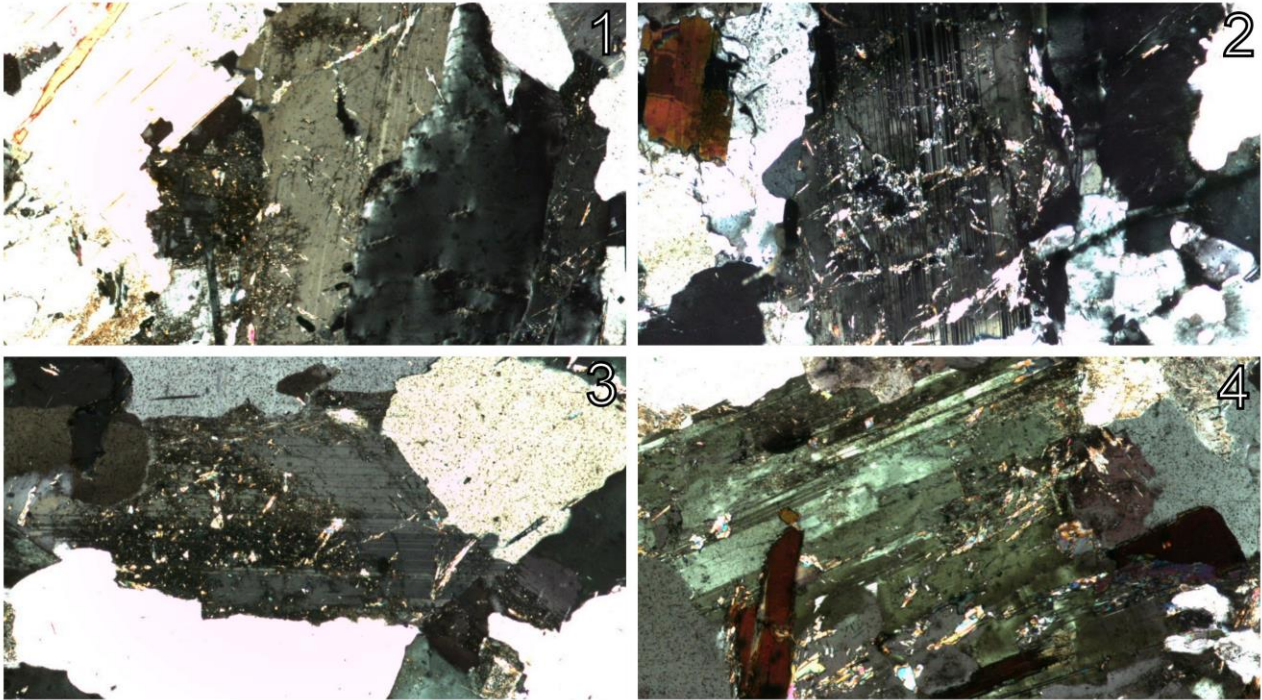


Figura 36: Figuras 36.1 a 36.4 correspondentes a aspetos mineralógicos do granito não alterado.

SILIMANITE

Como referido anteriormente a silimanite é uma das fases minerais encontradas no granito não alterado. A sua dispersão nas lâminas estudadas deste granito é grande e encontra-se sob forma de inclusões em cristais de quartzo e moscovite. Os cristais de silimanite encontrados apresentam forma acicular, em cristais muito finos e incolores dispersos em todos os cristais de quartzo estudados. A espectroscopia de Raman confirmou a presença da variedade de silimanite, a fibrolite.

A silimanite – Al_2SiO_5 – é um aluminossilicato cuja presença neste granito permite retirar algumas conclusões relativamente à evolução termal durante os processos de instalação e arrefecimento deste maciço granítico.

No geral, o granito em estudo apresenta na sua constituição quantidades muito baixas de moscovite primária, contudo algumas zonas estudadas apresentam moscovite II resultantes de processos pós-magmáticos.

Torna-se importante referir a série de Bowen (Figura 37) que descreve sucintamente a cristalização fracionada, apresentando as temperaturas de cristalização dos minerais que funcionaram como geotermómetro.

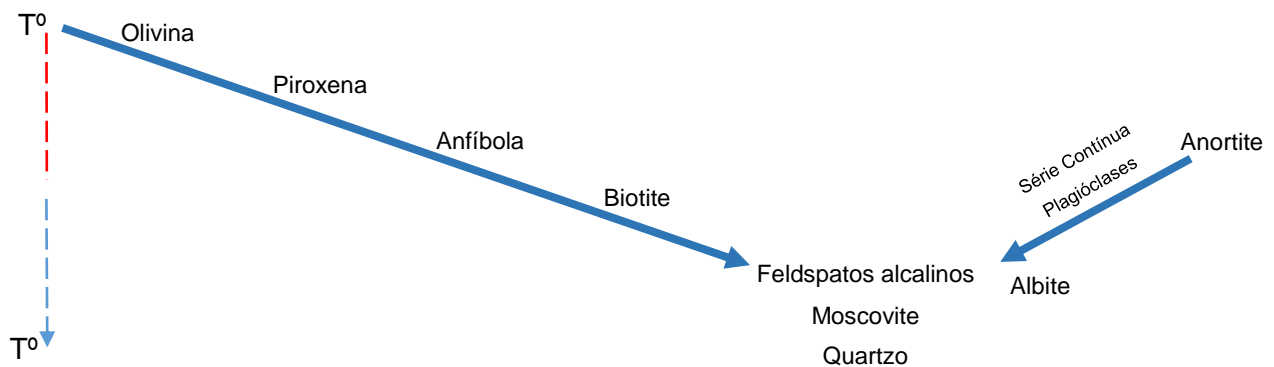


Figura 37: Séries de Bowen.

É possível então referir que neste granito teríamos uma cristalização seguida respetivamente por biotite – feldspatos alcalinos– moscovite, no entanto esta última fase mineral encontra-se em quantidades anormalmente baixas para o esperado e que é descrito na carta geológica da região. Este facto pode, contudo, ser explicado pela presença de um pico térmico (Figura 38) durante a consolidação magmática do granito.

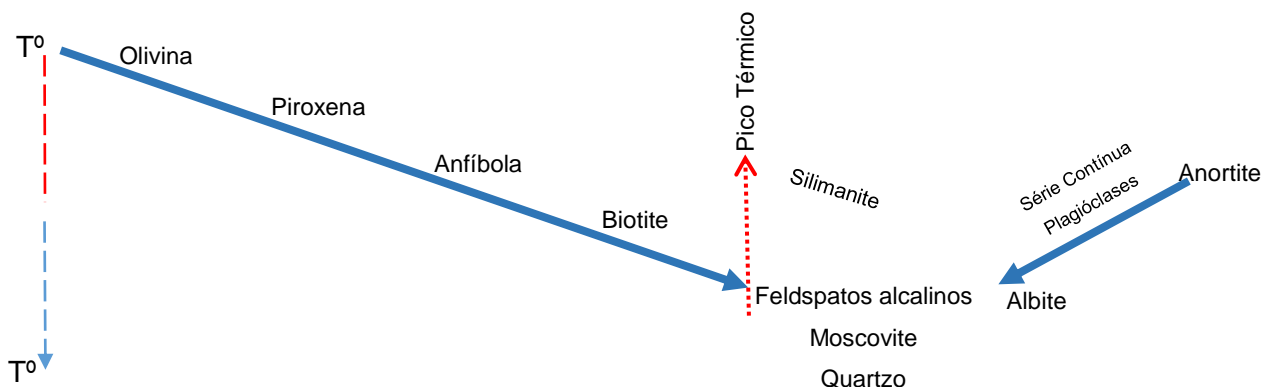


Figura 38: Série de Bowen com o pico térmico correspondente à hipótese de formação da silimanite.

Nesta figura representamos a condição de formação de silimanite durante o *breakdown* da moscovite aquando do momento de consolidação magmática do granito, conferindo desta forma um carácter mais peraluminoso a este granito.

O pico térmico representado terá ocorrido perto do ponto de cristalização da moscovite promovendo ao Al disponível inserir-se na estrutura cristalina da silimanite, importa referir que a silimanite apresenta um ponto de fusão >800°C (Sepahi *et al.*, 2004). Contemporaneamente à cristalização da silimanite terá ocorrido também a cristalização do quartzo.

Nas figuras seguintes é mostrado o hábito da silimanite presente em cristais de quartzo, normalmente com associações à biotite. Como apresentado nas fig. 39.1, 39.2 e 39.3 a silimanite apresenta-se sob a variedade de fibrolite, cristais fibrosos de dimensão variável incluídos em quartzo primário. Nas figuras 39.5 (NP), 39.6 (NX), 39.7 (NP) e 39.8 (NX) é possível identificar cristais de fibrolite incluídos em moscovites primárias do granito não alterado. Estas inclusões são menos abundantes que as presentes em cristais de quartzo, devendo-se isto ao carácter biotítico deste granito.

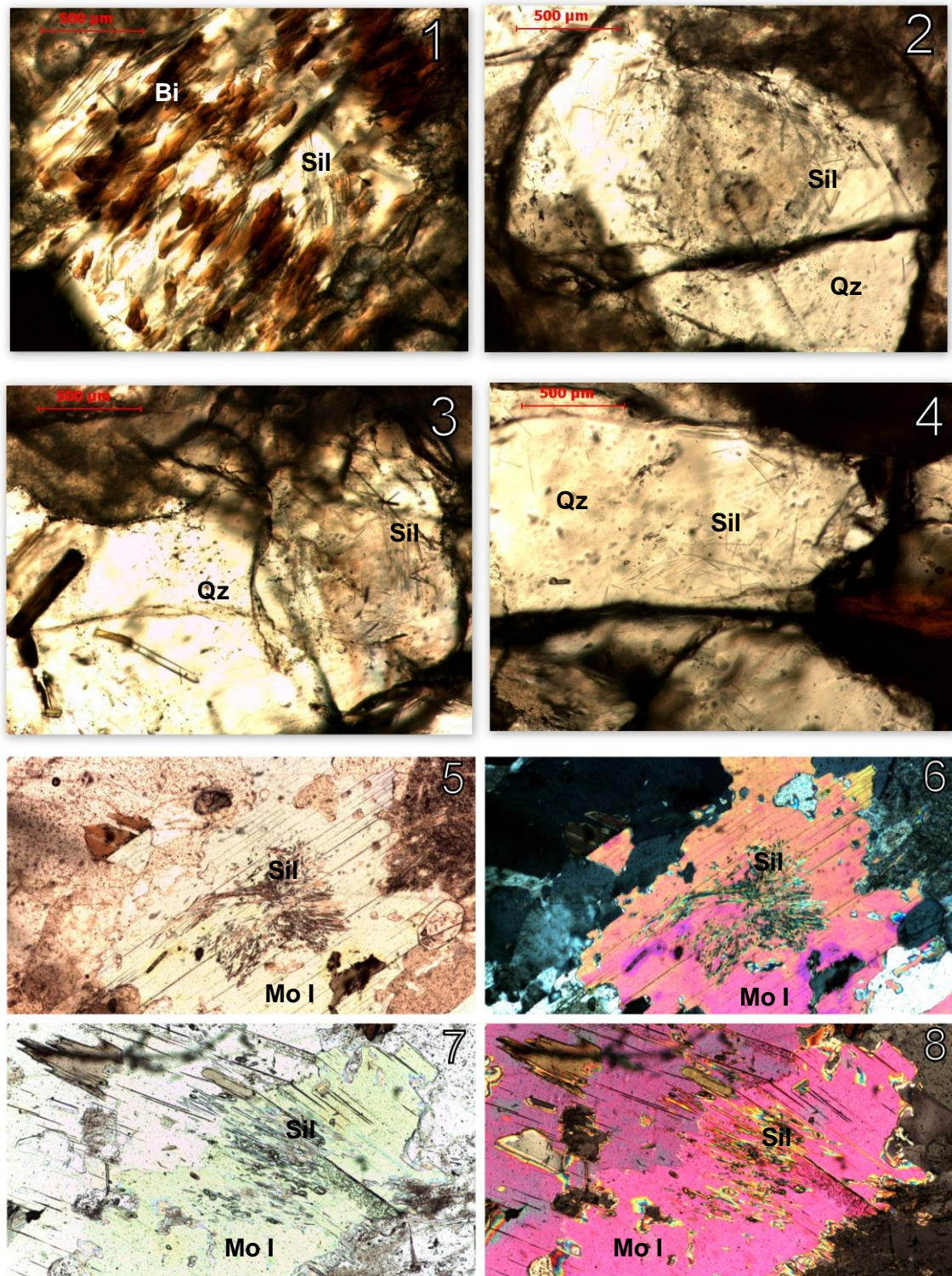


Figura 39: Figura 39.1 a 39.4 com aspectos texturais e mineralógicos das inclusões de silimanite (Sil) em quartzos nas lâminas de granito não alterado. Figura 39.5 a 39.8 mostram os aspetos texturais das inclusões de silimanite (variedade fibrolite) em moscovites primárias.

2.1.2.FASES TARDI MAGMÁTICAS

Importa salientar que para as seguintes fases minerais e texturas não foi realizado um estudo petrográfico utilizando um microscópio ótico de reflexão, tendo sido feita uma identificação macroscópica dos mesmos. Foram, contudo, recolhidas amostras e analisadas macroscopicamente de forma a mostrar as suas principais associações minerais. A inclusão destas amostras neste subcapítulo pareceu-se-nos importante de forma a que houvesse um seguimento relativamente às fases em estudo.

ALBITE

A albite correspondente a uma fase magmática tardia encontra-se associada exclusivamente à fácies granítica não alterada por fluídos hidrotermais – Freixiosa – sob forma de veios dispersos na matriz granítica com possanças bastante pequenas ($\pm 5\text{cm}$) (Figura 40). Trata-se de um processo de albitização do granito de Freixiosa associado a uma forte metassomatose de Na^+ que ocorreu numa fase magmática tardia.



Figura 40: Foto representativa dos veios de albite no granito não alterado de Freixiosa *in situ*.

CAVIDADES MIAROLÍTICAS

A presença das cavidades miarolíticas caracterizadas pela presença de uma associação mineral composta por quartzo + moscovite + albite + turmalina (Fig. 41).

A presença de elementos voláteis nos últimos estádios de cristalização magmática podem promover processos diferenciadores nos granitos que permitem a formação de cristais de maiores dimensões conferindo-lhe uma textura pegmatítica. O boro é um elemento volátil com alta mobilidade sendo provavelmente indicador de que tenha ocorrido uma concentração de elementos voláteis na cúpula magmática. No momento de ascensão magmática o boro foi mobilizado e para que tenha sido possível a cristalização da turmalina negra encontrada nestas cavidades miarolíticas.

A turmalina $[\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Li}, \text{Mn}, \text{Al})_3 \text{Al}_6 (\text{BO}_3)_3 \text{Si}_6 \text{O}_{18} (\text{OH}, \text{F})_4]$ apresenta a variedade da schörlite. Os minerais destas cavidades apresentam uma distribuição não muito definida, sendo mais abundante na zona NE da pedreira



Figura 41: Foto representativa da associação mineral presente nas cavidades miarolíticas.

2.2.ALTERAÇÕES PÓS-MAGMÁTICAS

Para a caracterização das alterações provocadas por fluídos hidrotermais que circularam ao longo das fraturas e fissuras possibilitaram a alteração do granito em estudo foi necessário caracterizar as paragénese minerais presentes através da identificação das espécies minerais de neoformação.

O epissienito apresenta uma textura com esparsos megacristais de feldspato (maioritariamente feldspatos-K e albites) que apresentam uma cor rosada/avermelhada característico deste tipo de rochas que se deve ao enrubescimento dos feldspatos. Em algumas zonas identificadas o “epissienito” apresenta uma textura aplito-pegmatítica (Figura 42), como lhe é característico a presença do quartzo é escassa devido à sua desquartificação e à albitização intensa do granito, característica das fácies epissieníticas. Assim, foi possível identificar uma mineralogia principal composta por feldspato potássico + albite + clorite + moscovite II + quartzo I e II, este último em quantidades variáveis de zona para zona. Os minerais secundários foram identificados como hematite + epídoto + apatite + esfena.

Tal como esperado grande parte dos minerais observados e identificados são resultantes de processos pós-magmáticos.

As imagens apresentadas retratam algumas texturas e paragénese minerais mais relevantes encontradas no epissienito. O epissienito apresenta uma textura mais ao menos equigranular com alguns megacristais de feldspato, essencialmente plagioclase (albite) os quais apresentam um enrubescimento característico deste tipo de alteração, o que lhe confere a cor avermelhada e que se deve à presença de óxidos de ferro. A plagioclase constitui o mineral mais abundante desta alteração.

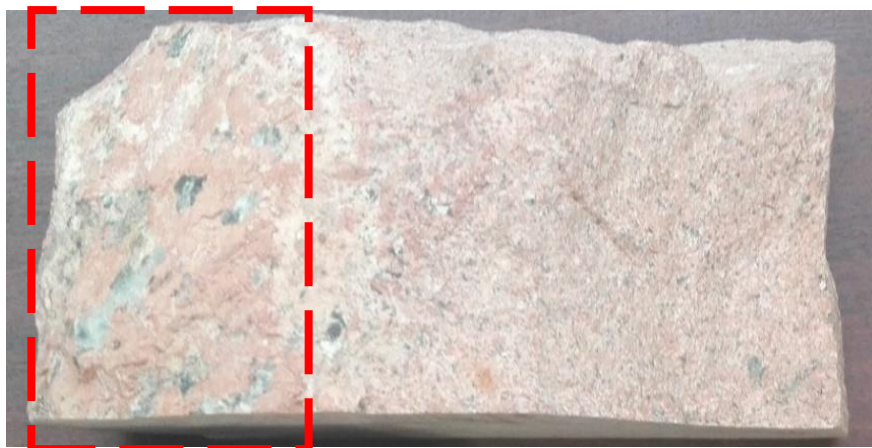


Figura 42: Amostra de granito vermelho “epissienito” apresentando uma textura mais pegmatítica.

2.2.1.EPISSIENTIZAÇÃO

O granito vermelho, classificado como um epissienito, é caracterizado pela feldspatização (albitização) e lixiviação da sílica do granito, devido à circulação de um fluido hidrotermal ao longo das fraturas. A desquartificação consiste na dissolução do quartzo primário e formação de porosidades aumentando a permeabilidade do granito permitindo maior área de interação fluído – rocha.

O epissienito apresenta como cor característica o vermelho, não sendo de toda coincidência a presença de hematite, que implicou um enrubescimento dos feldspatos potássicos, nomeadamente a ortoclase como é possível observar nas figuras 43.1(NX) e 43.2(NX), bem como albites (Figuras 43.3 a 43.7). Na figura 43.1(NX) é possível identificar um cristal de ortoclase alterado cuja alteração para albite, mostrando uma textura do tipo *chess-board* albite. Vários autores como Worden *et al.* (1990); R. L. Folk (1955); Parson *et al.* (1988) entre outros, fizeram um esforço no sentido de explicar os processos envolvidos no enrubescimento dos feldspatos não havendo um consenso para tal fenómeno.

Na figura 43.7 (NX) é identificado um feldspato potássico (ortoclase) não alterado com a macla de *Carlsbad* característica. Contudo, é de notar que esta macla apresenta uma sobreposição uma macla polissintética, muito ténue, característica de plagioclases. Esta evidência sugere que muita da ortoclase primárias existentes no granito foram alvo de alterações, nomeadamente albitização, que promoveram a sua alteração para albite, justificando assim o facto de ser visível uma outra macla.

A presença de enrubescimento da rocha granítica é notória sendo que este foi acompanhado pela cristalização de albite a partir do fluído pós-magmático ou meteórico hidrotermal.

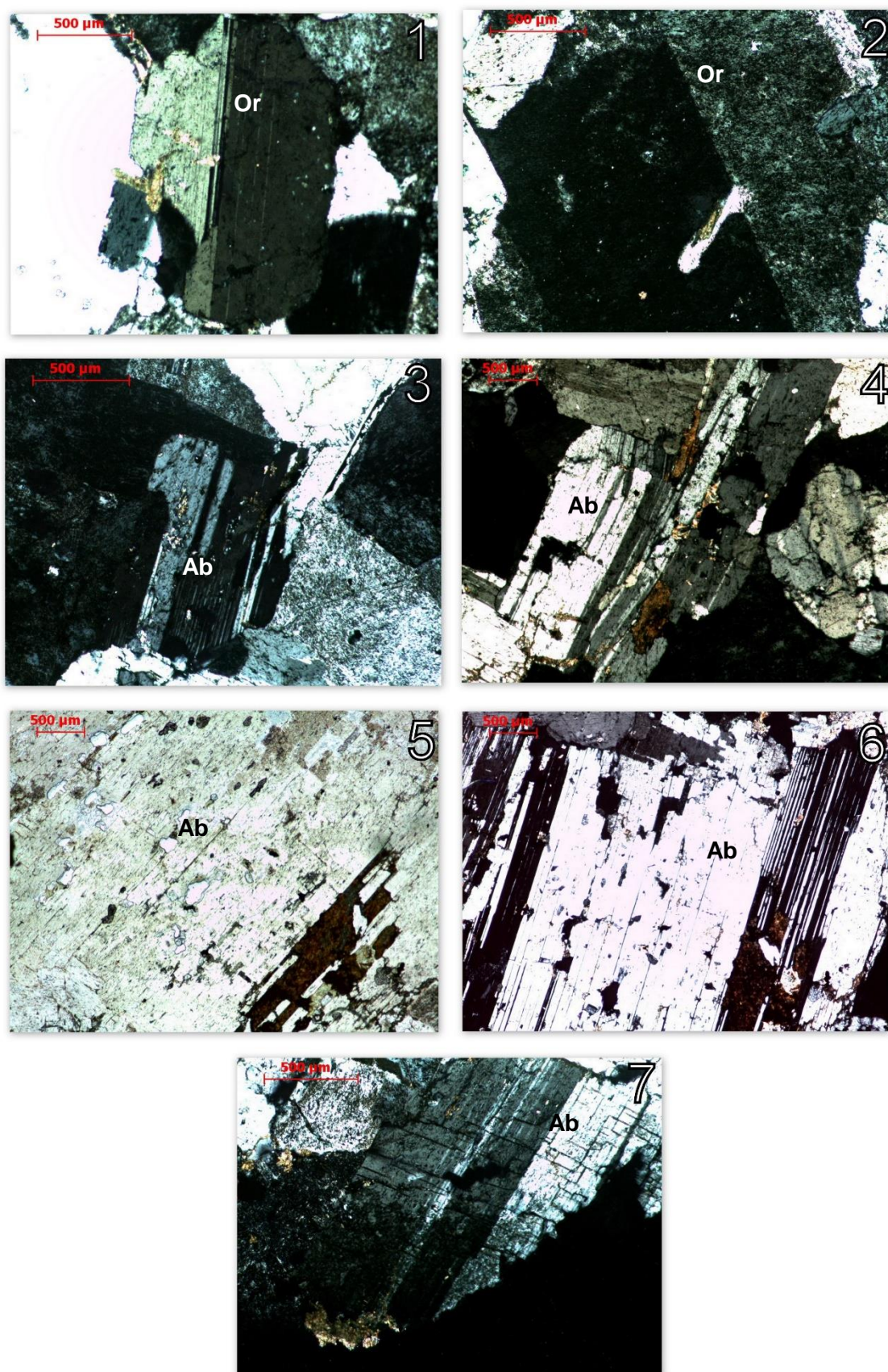


Figura 43: Figuras 43.1 a 43.7 correspondentes à identificação dos processos de feldspatização patentes nas amostras de granito vermelho – epissienito.

2.2.2. MOSCOVITIZAÇÃO

Em algumas zonas próximas do contacto entre zonas de “epissienito” (granito vermelho) com o granito não alterado foram identificadas alterações pouco marcadas desta última fácies, nomeadamente albitização e moscovitização intensa (Figura 44). A moscovite desta zona resulta essencialmente da alteração de biotite e plagioclases e trata-se assim de uma moscovite secundária. Esta zona de alteração está em proximidade espacial com o “epissienito”.

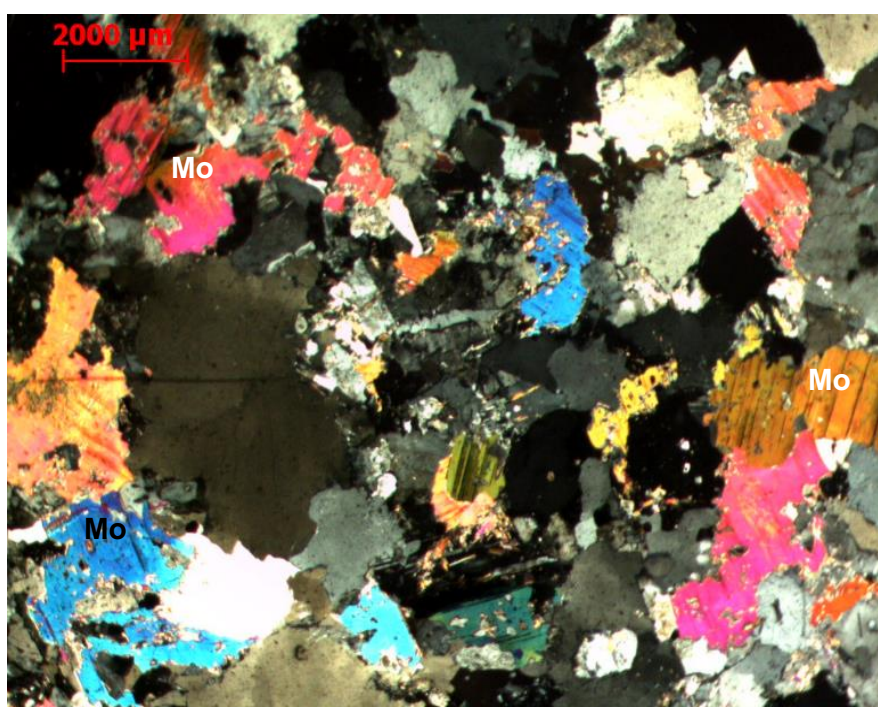


Figura 44: Zona de intensa moscovitização do granito não alterado de Freixiosa.

2.2.3.SERICITIZAÇÃO

A sericite foi identificada quer no granito não alterado quer na fácies epissienítica, sendo que nas imagens 45.1 a 45.3 é observada a ocorrência predominante de sericitização em feldspatos e até mesmo nos bordos de biotite e moscovites.

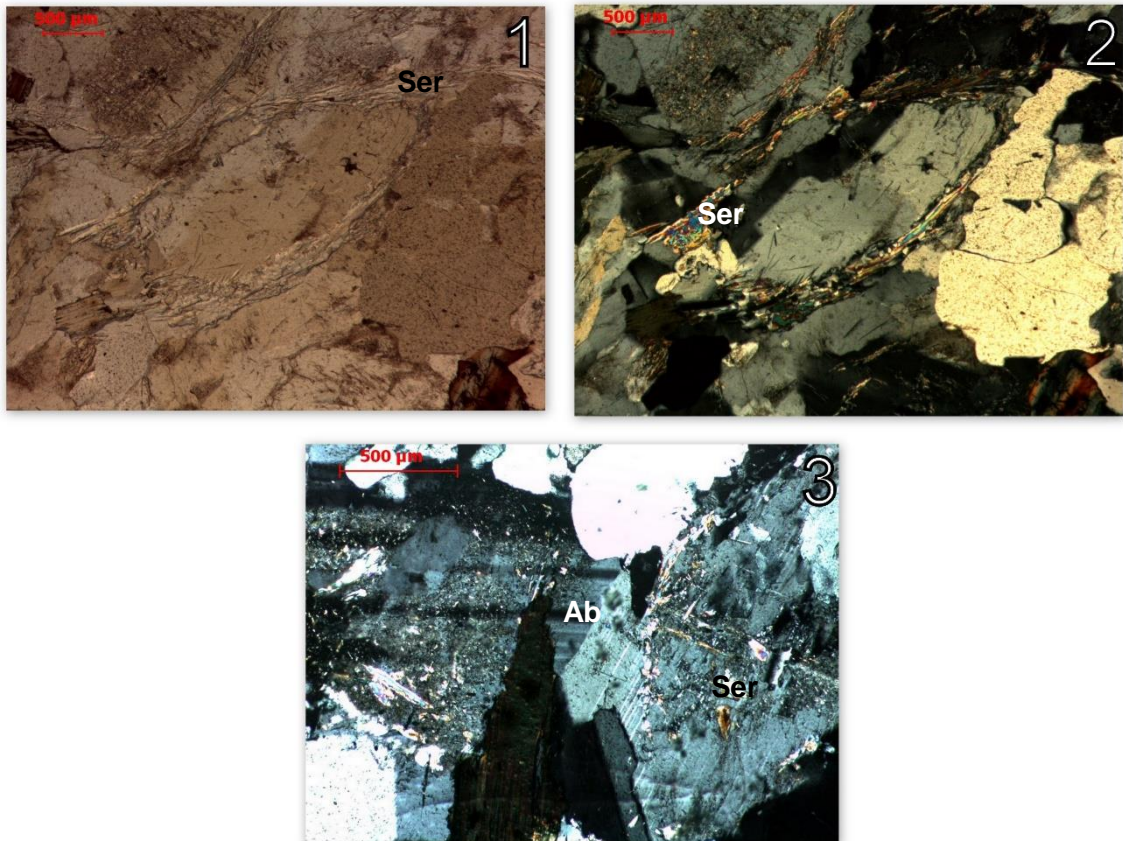


Figura 45: Figuras 45.1 a 45.3 apresentam zonas das lâminas de granito não alterado nas quais foi identificada sericitização (Ser).

Nas rochas epissieníticas a sericitização dos plagioclases representa uma característica geral, onde os cristais de plagioclase (albite) com formas euédricas e macla polissintética características são rodeados por sericite (Figura 46.4(NP) e 46.5(NX)).

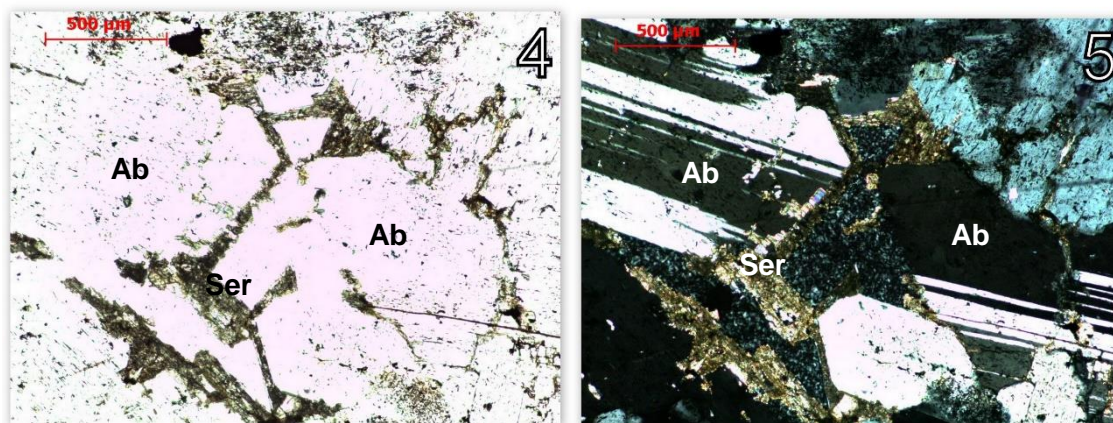


Figura 46: As figuras apresentam zonas das lâminas de epissienito nas quais foi identificada sericitização (Ser).

2.2.4. CLORITIZAÇÃO

Macroscopicamente e microscopicamente o epissienito não apresenta quartzo abundante, no entanto, algumas zonas apresentam grãos de quartzo de grandes dimensões. Todos os cristais de quartzo II apresentam intercrescimentos de clorite vermicular, de cor verde e clivagem bem marcada. As seguintes figuras, 47.1 a 48.5, mostram esse mesmo intercrescimento com presença de sericite posterior à cristalização do quartzo II.

As inclusões de clorite no quartzo II sugerem uma cristalização simultânea, e assim sendo são ambos minerais de neoformação resultantes de um mesmo fluido hidrotermal rico em Mg e Si. O quartzo II aqui apresentado revela um grão grosseiro, sendo assim o quartzo primário existente nesta fácies sofreu uma dissolução e deu lugar a feldspatos e poros que resultaram num aumento da permeabilidade da rocha. Esta permeabilidade deu lugar à circulação do(s) fluido(s) que possivelmente precipitaram o quartzo II nesses poros e cavidades resultantes que permitiram um desenvolvimento de quartzo II de maiores dimensões. O quartzo aqui encontrado apresenta uma forma euédrica, muito pouco fraturado o que revela uma distinta génese dos quartzos encontrados nas lâminas do granito não alterado, que por sua vez apresentam indícios de deformação.

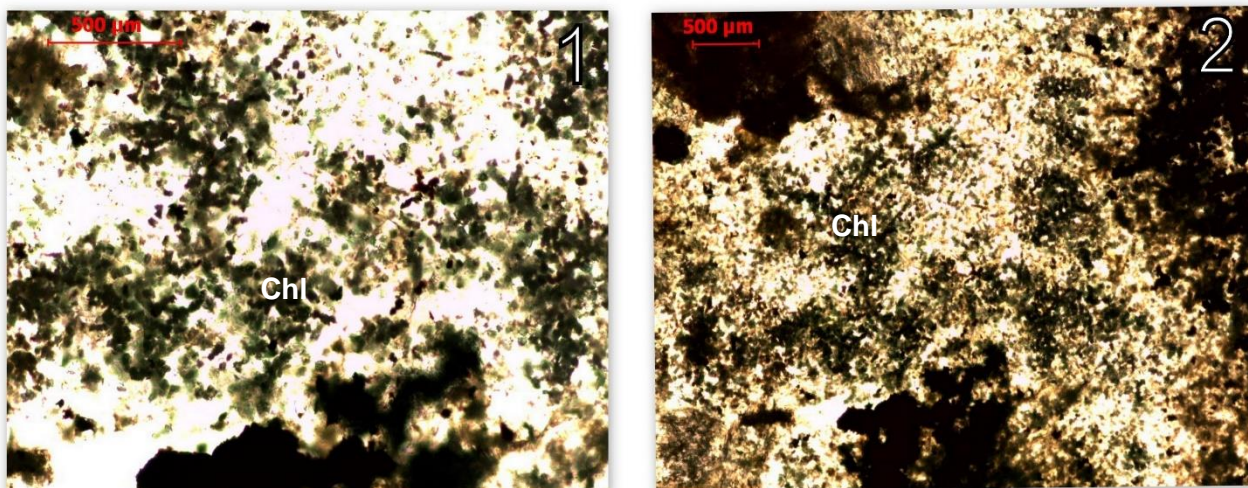


Figura 47: As figuras 47.1 e 47.2 representam a dispersão de clorite vermicular (Chl) em quartzos (Qz II) do epissienito.

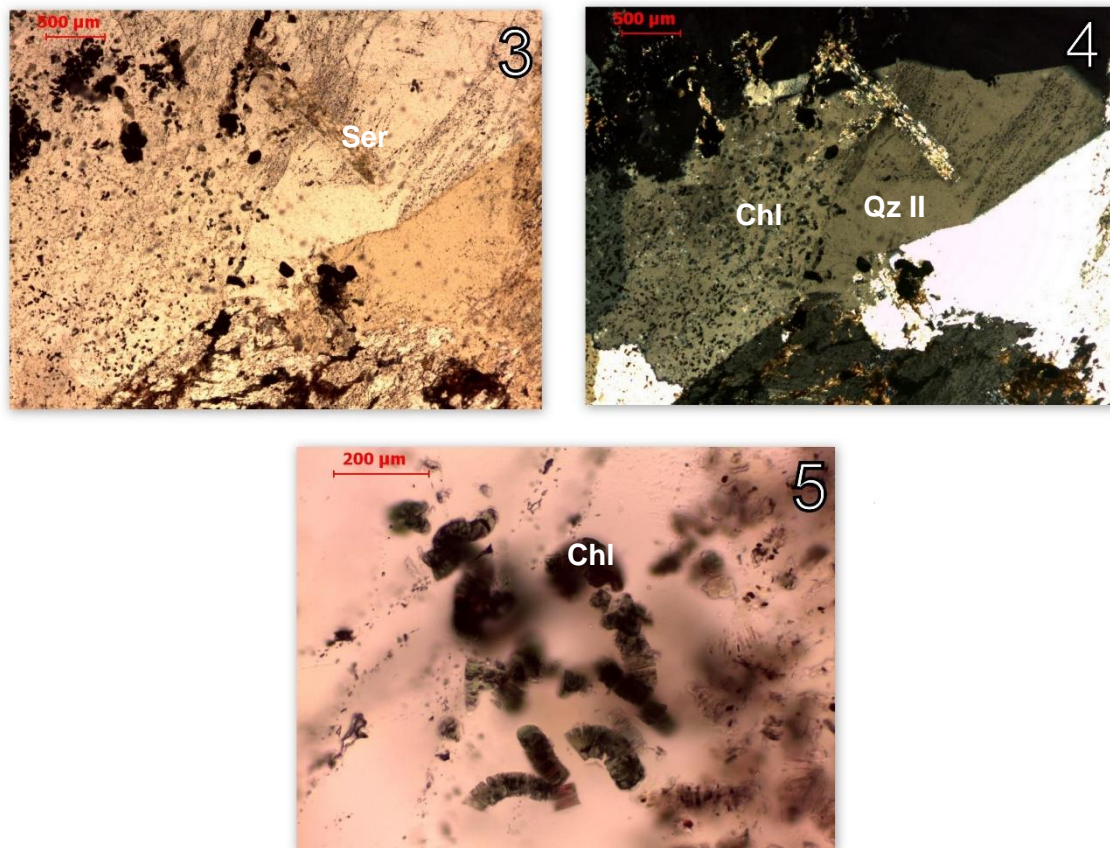


Figura 48: Figuras 48.3 a 48.5 com algumas particularidades da ocorrência de clorites vermiculares (Chl) nesta fácies de alteração.

2.2.5. EPIDOTIZAÇÃO

O epidoto foi identificado como fase mineral de neoformação, tendo sido também identificado na fácies não alterada da área em estudo, associado a zonas de fracturação e em alguns casos sob forma de veios com preenchimento de quartzo e hematite (Figura 49). Sendo importante diferenciar os dois tipos de precipitação de epidoto no granito em estudo.

O epidoto encontrado nestas zonas de fracturação resulta da circulação de um fluído, no entanto, não resultou na alteração de minerais primários presentes no granito não alterado (ex: plagioclase cálcica). Esta afirmação pode ser feita uma vez que apenas ocorre mineralização em veios e em superfícies fraturadas, onde a permeabilidade permitiu a circulação de fluídos, formando uma “capa” de epidoto do granito. Tal fenómeno pode ser explicado pela circulação do(s) fluído(s) em níveis crustais mais profundos. Este fluído remobilizou o Ca da plagioclase e o Fe da biotite. Quando o fluído hidrotermal ascendeu a níveis crustais superficiais promoveu a cristalização desta paragénese mineral quartzo + epidoto. A hematite resultou de uma sobressaturação em Fe do fluído, devido à oxidação da biotite.

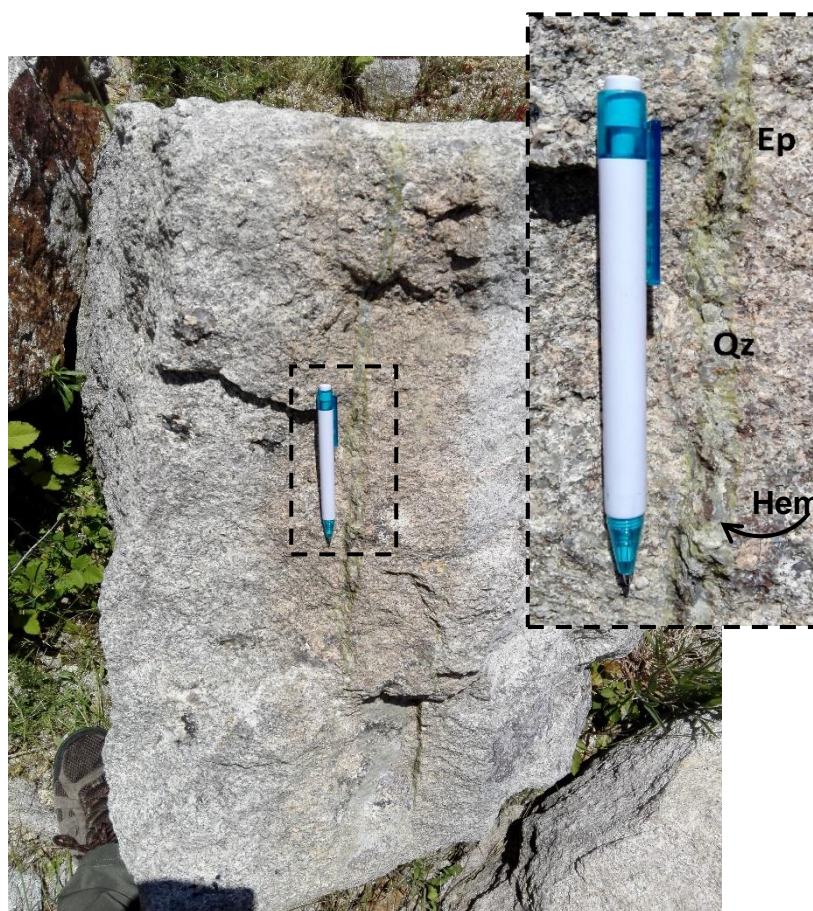


Figura 49: Foto de veio de epidoto + quartzo + hematite na zona em estudo, *in situ*

As figuras seguintes relativas à microscopia da fácies de alteração mostram a relação do epídoto com as restantes fases minerais de alteração e primárias suscetíveis de identificação ótica no “epissienito” (as Figura 50.1(NP) e 50.2(NX) correspondem a um mesmo campo de observação).

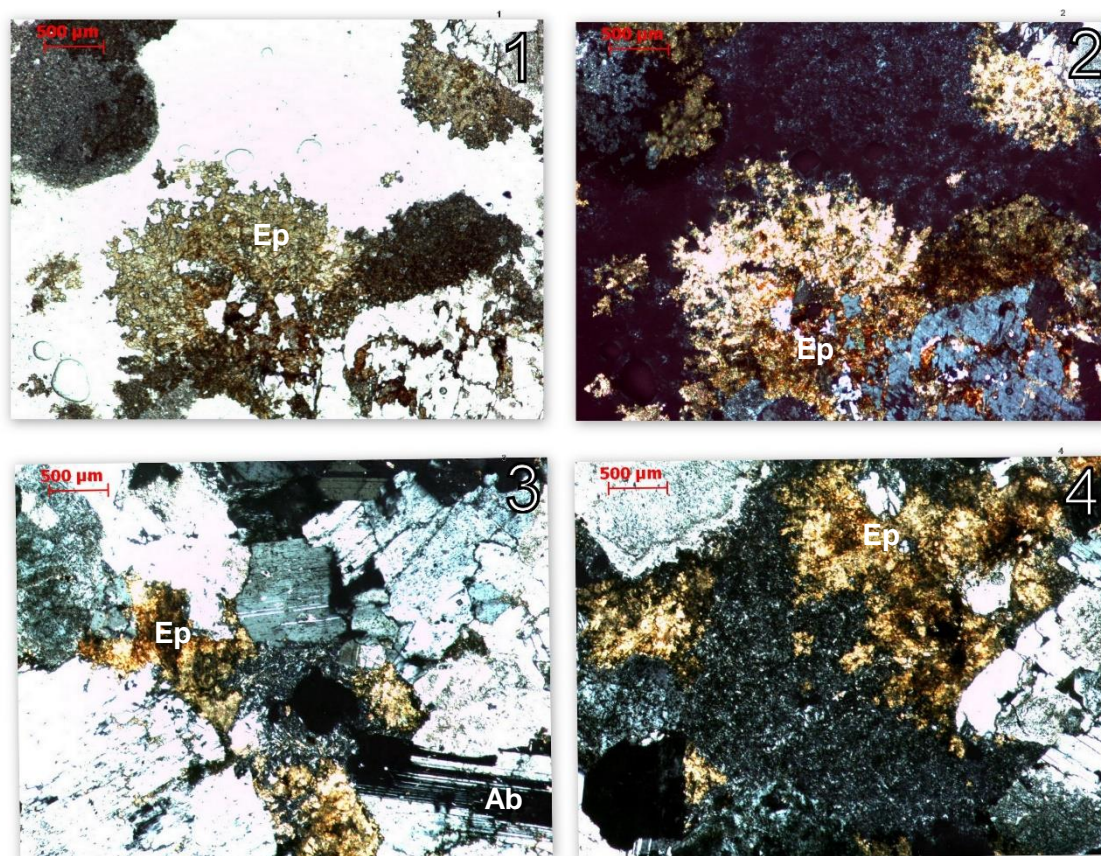


Figura 50: Figuras 50.1 a 50.3 correspondentes à identificação de epídoto (Ep) na fácies epissienítica.

2.2.6. HEMATITIZAÇÃO

Relacionados com o enrubescimento foram identificados alguns minerais opacos, em evidência nesta figura, que foram submetidos a análise por espectroscopia de *Raman*, sendo posteriormente identificados como sendo hematite (Fe_2O_3). A presença de hematite (Figura 51) promoveu o enrubescimento dos feldspatos e, simultaneamente precipitaram a hematite. No canto inferior esquerdo da Figura 51 é possível ver um feldspato com intenso enrubescimento.

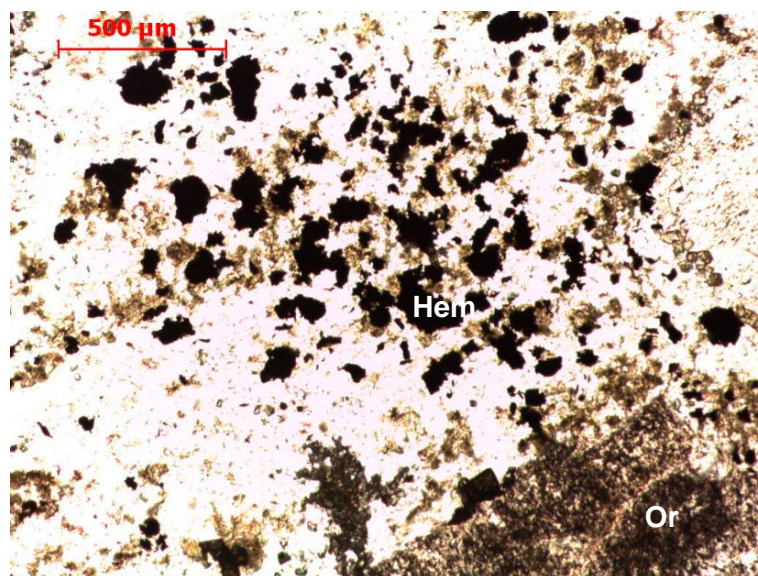


Figura 51: Campo de uma das lâminas de epissienito no qual é possível identificar hematite (Hem).

2.2.7. SILICIFICAÇÃO

Esta evidencia sugere que acompanhando a alteração pós-magmática em estudo ocorreram processos de silicificação dos quais resultou quartzo II. Grande parte dos cristais de quartzos observados em lâminas de amostras de “epissienito” são quartzos II em que se observam inclusões em grande abundância de clorite vermicular.

Como exemplo de uma destas texturas mais quartzosas, é apresentada a Figura 52 na qual é claro o desenvolvimento de grão de quartzo de maiores dimensões com uma cor esverdeada resultante das inclusões de clorite vermicular.

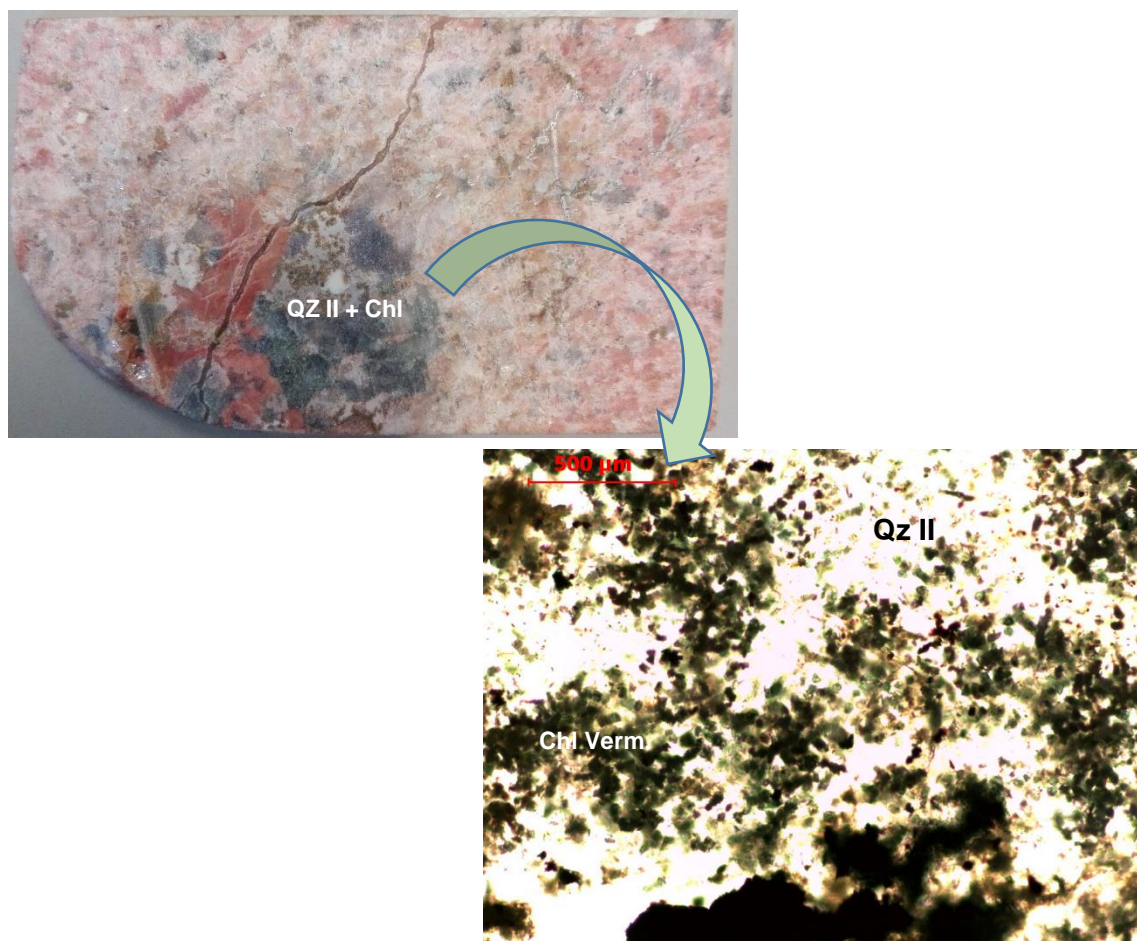


Figura 52: Aspecto de zonas nas quais se identificou quartzo secundário de maiores dimensões com a sua respectiva análise petrográfica.

2.3. OUTRAS FASES MINERAIS

A esfena, (figuras 53.1, 53.3(NP) e 53.4(NX)) foi identificada no epissienito, apresenta um hábito euédrico e bem definido. A esfena é um silicato de titânio, pertencente ao subgrupo dos nesossilicatos e encontra-se sob a forma de inclusões em cristais de quartzo. Normalmente presente em zonas com epídoto, mas em quantidades mais diminutas. Na imagem 53.3 é possível ver uma vez mais a presença da clorite vermicular no mesmo quartzo no qual se identifica a esfena.

Numa das lâminas preparadas foi encontrado um mineral de cor bege/esbranquiçado com pleocroísmo fraco em tons de amarelo, identificado como apatite.

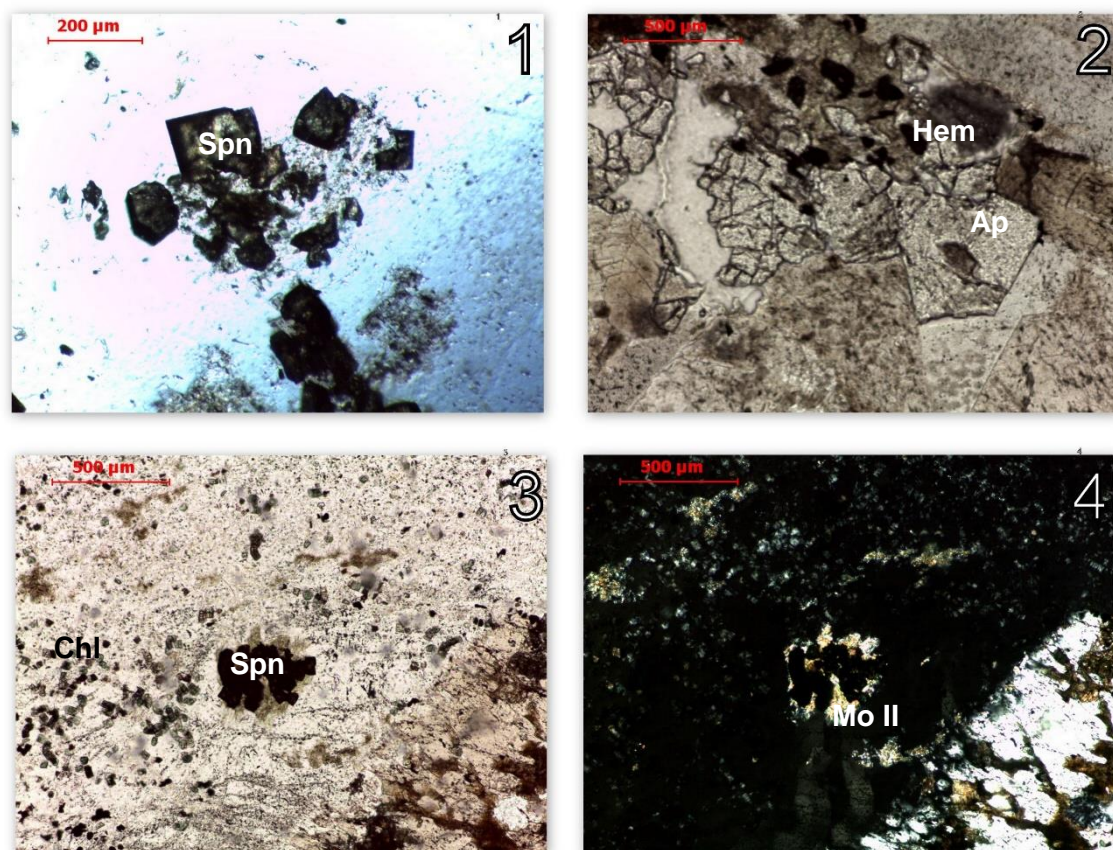


Figura 53: Campos de identificação de fases minerais acessórias do epissienito, com esfena (Spn), clorite (Chl), hematite (Hem) e apatite (Ap).

3. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DAS PLAGIÓCLASES

3.1. DIFRAÇÃO DE RAIOS X (DRX)

A difratómetro de raios X foi utilizado tanto na identificação das diferentes fases minerais como na obtenção de um conjunto de dados estruturais dos feldspatos provenientes da rocha granítica com veios de albite. Os cristais recolhidos da rocha granítica com veios de albite (Figura 54) e da rocha epissienítica e analisados por DRX (Figura 55), representam uma mistura de minerais constituída por albite, moscovite e quartzo (confirmado também por microscopia ótica). Infelizmente, o número das amostras analisadas foi insuficiente para obter uma avaliação estatística relativamente à evolução estrutural das albites no granito de Freixiosa.

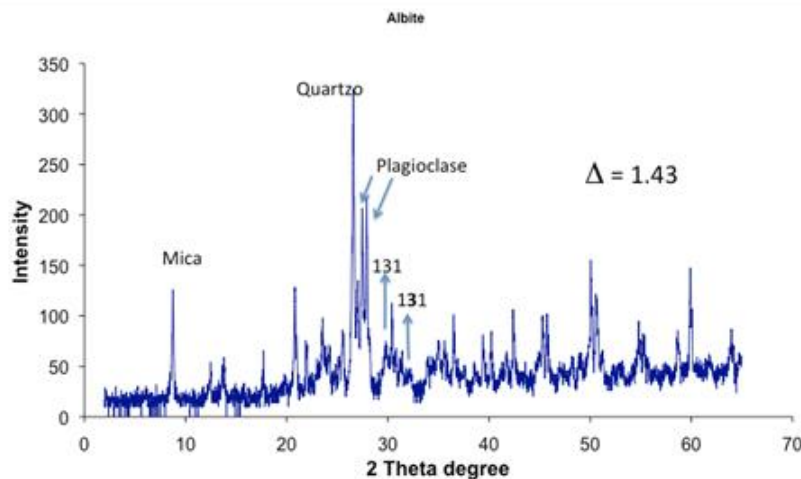


Figura 54: Espectro DRX resultante da análise de albites do granito não alterado.

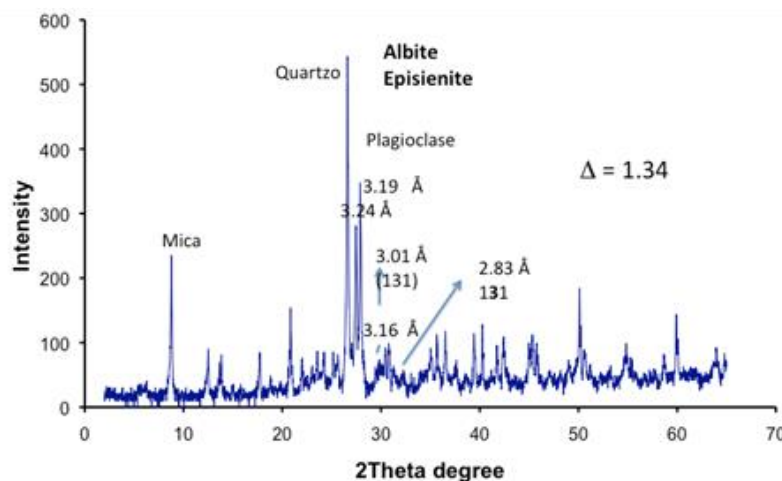


Figura 55: Espectro DRX resultante da análise de albites do epissienito.

Os valores de triclinicidade foram calculados com base na diferença entre as distâncias interplanares das famílias de planos (131) e (1 $\bar{3}$ 1) dos feldspatos, utilizando-se a formula de Mackenzie (1957):

$$\Delta = [d(131) - d(1\bar{3}1)]$$

O índice de triclinicidade assim obtido, é indicador da obliquidade relativamente à simetria monoclinica. Os feldspatos cristalizados no sistema monoclinico apresentam valor de Δ próximo a 0, indicando uma cristalização a temperaturas elevadas, possuindo maior simetria, enquanto os minerais cristalizados no sistema triclínico exibem valores de Δ próximos a 1, correspondendo a uma cristalização a temperaturas mais baixas e menor simetria. A distribuição tetraédrica da Si e o Al é intimamente dependente de Δ e da presença do K⁺ na estrutura das plagioclases como molécula de ortoclase. De qualquer maneira, a composição normativa para a amostra de albite proveniente da rocha epissienítica foi estimada diretamente da análise química e corresponde à Ab81An17Or2.

A nossa atenção foi dirigida só para os planos de difração do tipo (hkl) correspondentes à albite, sendo eliminados os restantes planos. Três planos de difração características para albite encontra-se presentes aos 3.22 Å, 3.18 Å, e 3.14 Å (reflexos típicos para low-albite). Os planos (1 $\bar{3}$ 1) e (131) apresentam distâncias reticulares de 3.01 Å e 2.83 Å. No caso de albite da rocha epissienítica o valor Δ de 1.34, enquanto a albite proveniente de albitização do granito fresco apresenta um valor de 1.43. O índice de obliquidade aproxima-se de 0.8 - 0.9, sugerindo um grau de ordenamento elevado típico para uma estrutura triclínica do tipo low-oligoclase. A fase mineral do tipo *low-* com o valor Δ de 1.34 foi formada num intervalo de temperatura de 300°C a 400°C, enquanto a fase mineral com o Δ de 1.43 corresponde a uma temperatura de 500 – 550 °C.

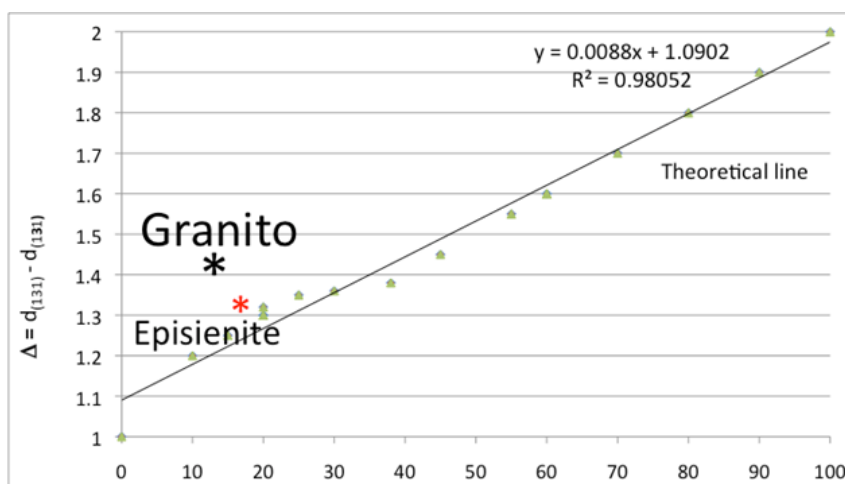


Figura 56: Gráfico de correlação entre a % An vs Δ

3.2. FTIR

Tal como apresentado no capítulo anterior, as amostras utilizadas para esta análise amostras selecionadas de feldspatos correspondentes à alteração “epissienítica” (Figura 57) bem como uma amostra da zona de albitização da fácies não alterada de Freixiosa.

Por resultado das análises são obtidos espectros suscetíveis de interpretação relativamente à estrutura cristalina dos feldspatos e ao seu grau de ordem / desordem nos arranjos moleculares.



Figura 57: Foto da amostra da qual foram amostrados os feldspatos (1,2 e 3) para análise por FTIR.

Embora, tenham sido amostrados 3 feldspatos da amostra epissienítica apenas foi utilizada a amostra 2, uma vez ser a mais representativa de todo o bloco acima mostrado.

O espectro de infravermelhos obtidos na região compreendida entre 4000-400 cm^{-1} pode ser dividido em três faixas: a primeira, em torno de 3600–3200 cm^{-1} de estiramento O-H; a segunda faixa, no intervalo 950-1200 cm^{-1} corresponde às vibrações de estiramento que caracterizam tanto as ligações Si-O-Si quanto as ligações Si-O-Al e a terceira, na região de número de onda mais baixo (900 - 400 cm^{-1}). No nosso caso vamos delimitar toda discussão só ao intervalo de frequência entre 1000 - 400 cm^{-1} .

Os planos de vibração molecular relacionados com o ordenamento estrutural das plagioclase encontra-se aos 651 - 631 cm^{-1} e 552 – 529 cm^{-1} , que correspondem às estruturas do tipo O-Si (Al)-O e O-Si-O relacionadas com o próprio tetraedro da sílica. As duas amostras analisadas de albite por espectroscopia de infravermelho (Figuras 58

e 59) apresentam as seguintes vibrações moleculares às 648 e 540 cm^{-1} (rocha granítica com veios de albite) e 648 e 538 cm^{-1} (rocha epissienítica). Nota-se nos espectros de infravermelho, intensidades diferentes dos planos de vibração molecular e uma eventual contaminação por quartzo.

Os dados foram projetados no diagrama de Hafner e Laves (1957) relacionado com a relação estrutural entre a posição das frequências dos planos de vibração molecular O – Si(Al) – O vs. O – Si – O. O campo de Low-albite (oligoclase) caracteriza as nossas amostras provenientes do granito de Freixiosa.

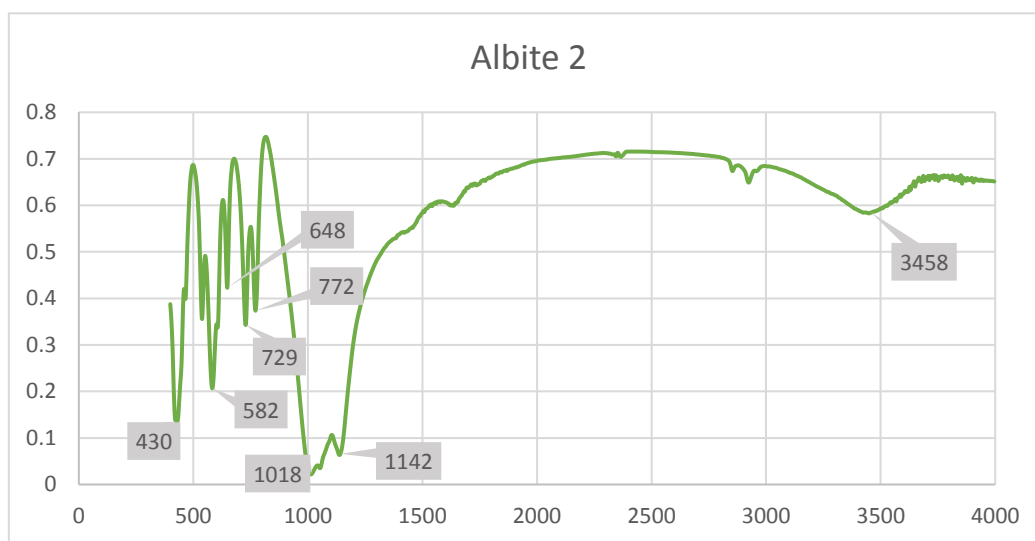


Figura 58: Espectro de FTIR da amostra de albite da rocha epissienítica.

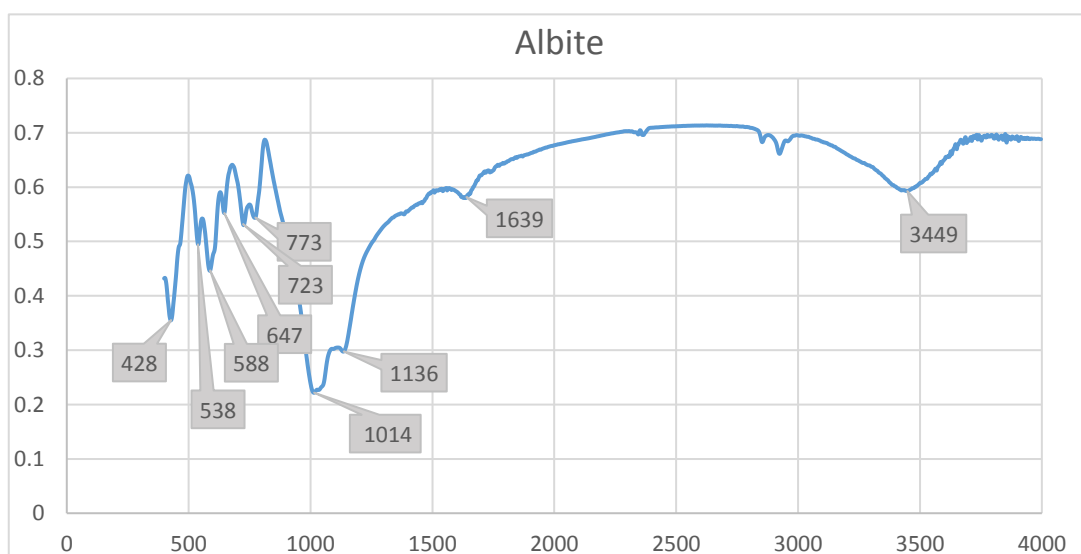


Figura 59: Espectro de FTIR da amostra de albite da rocha granítica.

Por forma a ser possível uma interpretação de comparação entre as análises dos feldspatos é apresentada uma projeção com sobreposição dos dois espectros alvo de estudo (Figura 60).

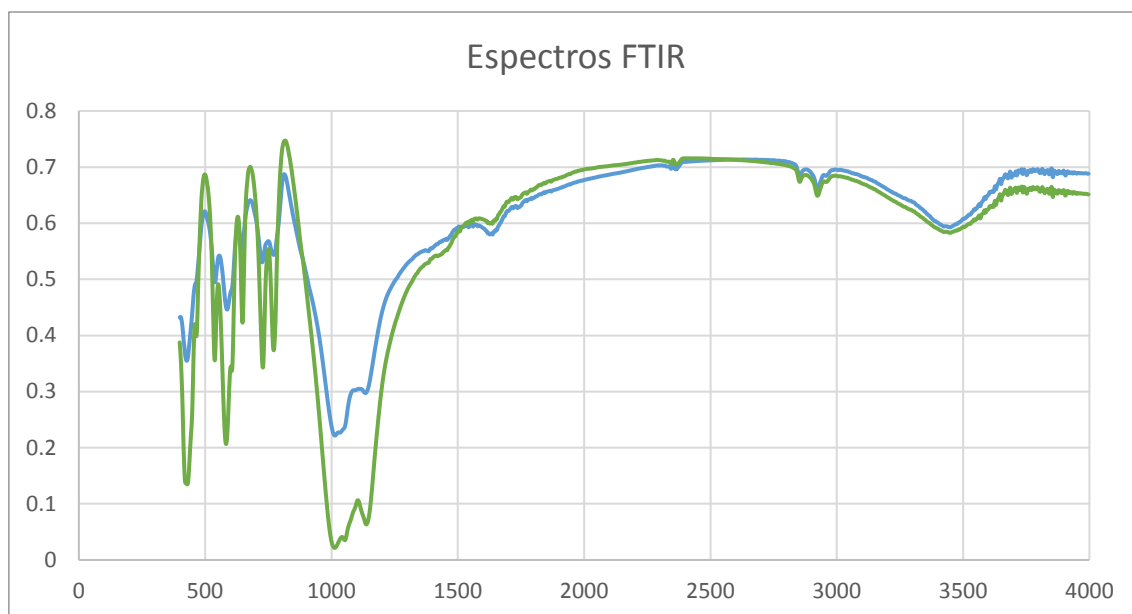


Figura 60: Sobreposição dos espectros de FTIR das amostras estudadas.

4. ESPECTROSCOPIA DE *RAMAN*

Para complementar alguns dos resultados obtidos na petrografia das lâminas preparadas recorreu-se à espectroscopia de *Raman*. Desta forma foram selecionados alguns minerais cuja identificação ficou em dúvida aquando do estudo petrográfico. As fácies submetidas a este estudo foram: a fácies granítica de Freixiosa e o epissienito, sendo de seguida apresentados os resultados espectrais obtidos na espectroscopia.

4.1. FÁCIES GRANÍTICA DA FREIXIOSA

A presença da silimanite nestas amostras não era um dado esperado, pelo que a presença destes cristais fibrosos suscitou algumas dúvidas, a sua ocorrência foi unicamente relatada em quartzos sob forma de intercrescimentos, em grande quantidade e distribuídos por quase todos os cristais de quartzo. No entanto, com recurso a esta técnica foi possível apurar através do espectro que se tratava de facto de silimanite (variedade: fibrolite) (Figura 61). Esta informação permitiu assim desenvolver algumas teorias relativamente à sua presença nesta fácies granítica.

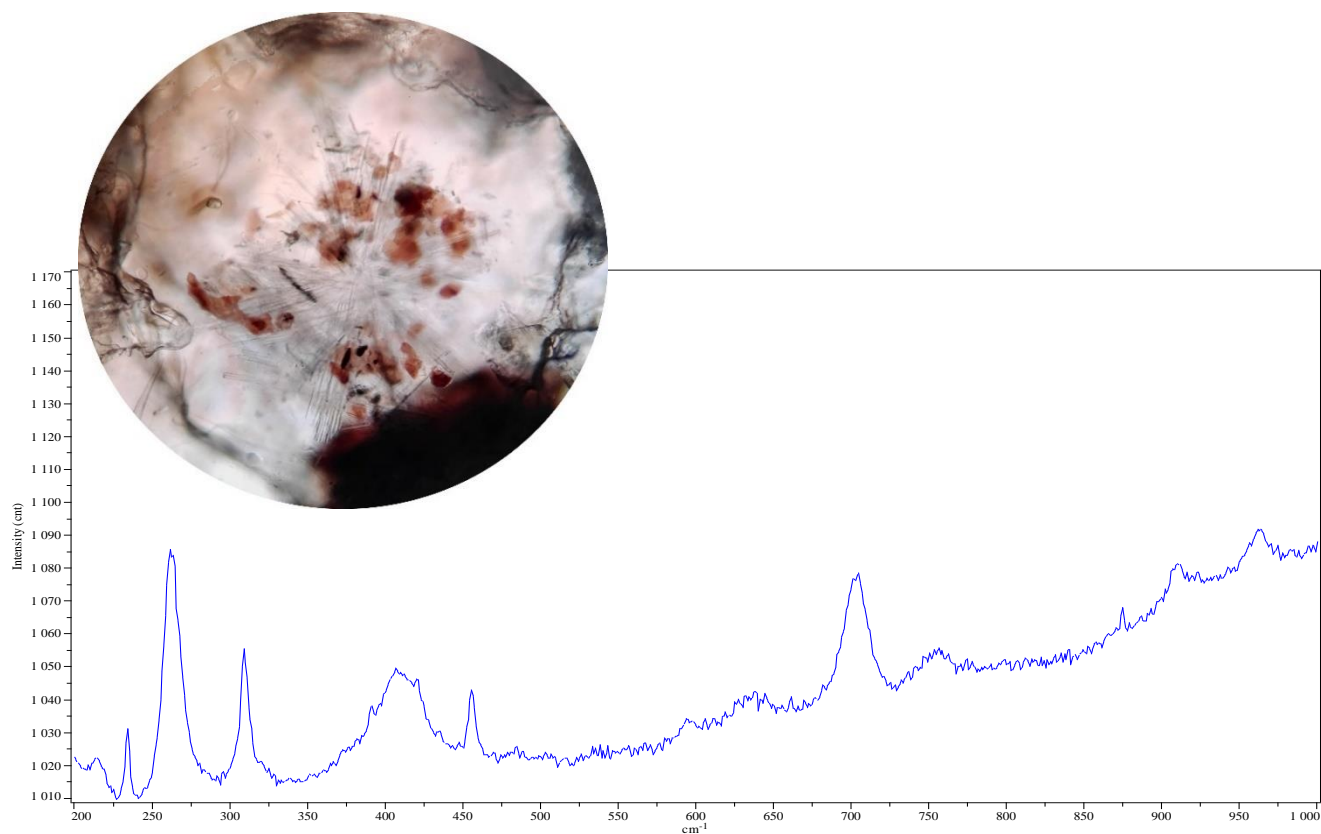


Figura 61: Espectro da Silimanite (variedade fibrolite) com a correspondente zona analisada.

Outras particularidades foram encontradas nas lâminas delgadas desta fácies, uma delas é a presença de cristais euédricos com dimensão entre os 20 μm e os 70 μm , alongados e com forma cristalográfica bem definida. À primeira vista não foi possível identificar esta fase mineral, sabendo apenas que ocorria em alguns quartzos, em pequenos cristais. Com o recurso a esta técnica e com a obtenção do espectro desta fase mineral foi identificado que seriam intercrescimentos de quartzo em quartzo tal como mostra o espectro da Figura 62.

As biotites deste granito apresentavam grandes halos pleocroicos negros que são comuns do decaimento radioativo de alguns minerais radioativos, era possível ver alguns desses minerais, tal como mostrado nas imagens obtidas na petrografia. De forma a avaliar se seriam zircões fez-se uma análise do espectro dos mesmos o qual revelou que se trata de facto de zircões (Figura 63).

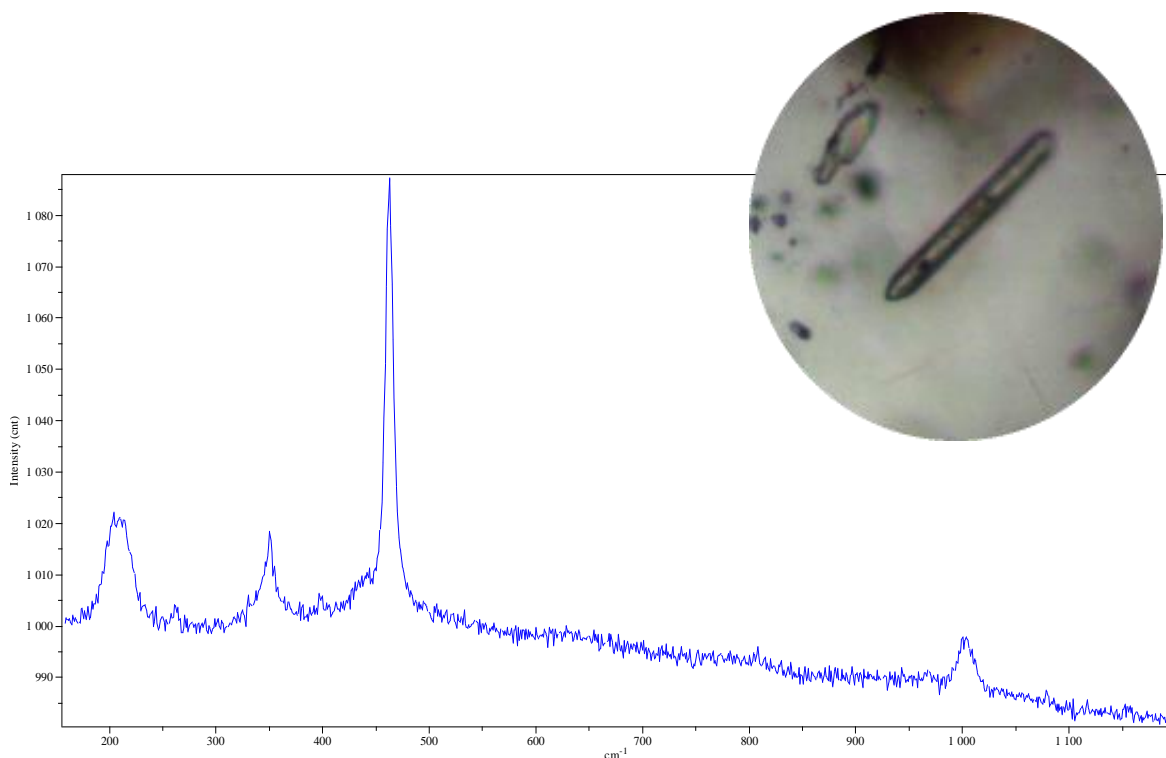


Figura 62: Espectro do quartzo com a correspondente zona analisada.

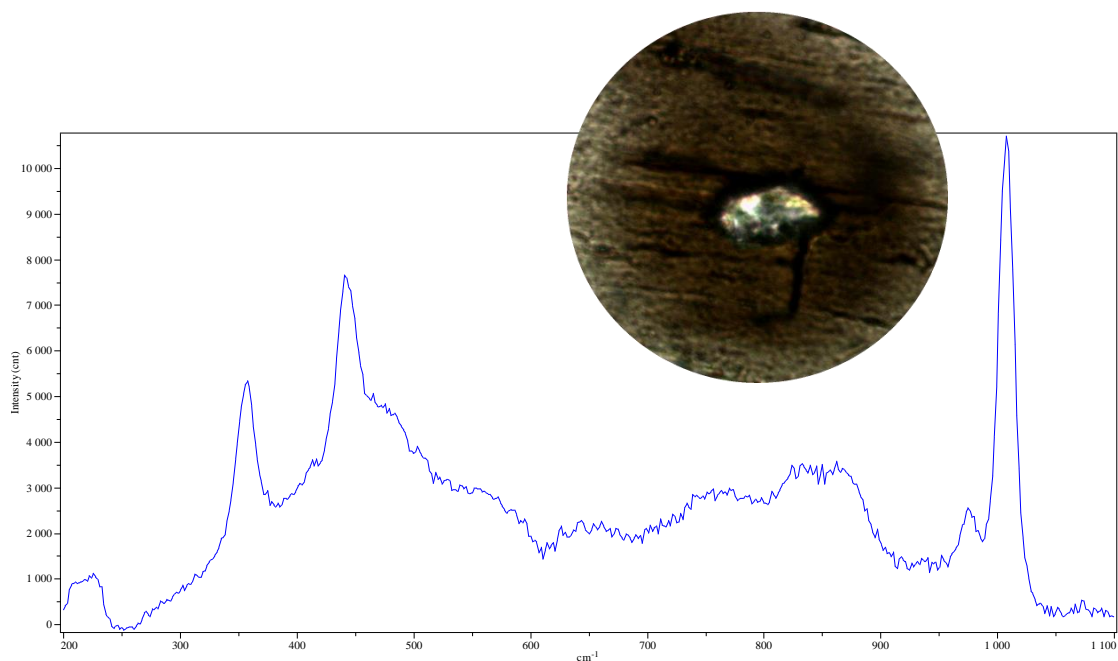


Figura 63: Espectro do zircão com a correspondente zona analisada.

4.2.ALTERAÇÃO “EPISSIENÍTICA”

Na fácies granítica de alteração, epissienito, foram encontrados alguns minerais opacos que não apresentavam propriedades óticas que permitissem a sua identificação recorrendo ao microscópio ótico de reflexão. Por isto foi então submetido este mineral (Figura 64) à análise espectral de *Raman*, o resultado obtido permitiu identificar esta fase mineral como hematite.

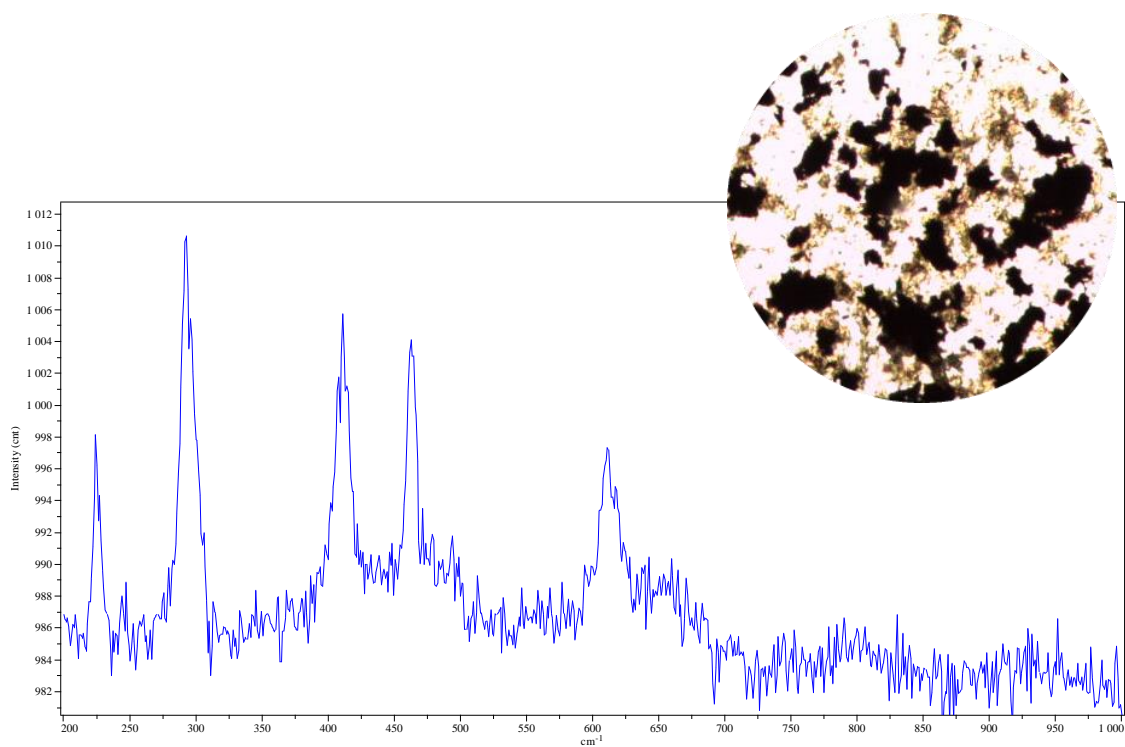


Figura 64: Espectro da hematite com a correspondente zona analisada.

5. CRISTALOQUÍMICA DAS FASES DE NEOFORMAÇÃO

Os minerais de neoformação identificados através da caracterização petrográfica, foram analisados com microsonda eletrónica. As composições químicas médias obtidas e o cálculo da fórmula cristaloquímica para cada mineral, são apresentados na Tabela 11. A composição química da albite secundária é constituída por Ab (80,4%), An (17,7%) e Or (1,9%).

Tabela 11: Resultados das análises químicas obtidas em microsonda eletrónica

	Albite	Moscovite I		Biotite	Sericite	Clorite	Clorite	Epídoto
	n=5	n=5		n=5	n=5	n=5	n=5	n=5
	32O	11O		11O	11O	14O	14O	13O
SiO ₂	64.09	49.22	47.21	36.02	45.65	26.89	28.23	37.51
TiO ₂	0.02	0.02	0.59	2.54	0.04	0.08	0.04	0.14
Al ₂ O ₃	22.36	29.83	34.47	19.79	20.32	22.15	19.27	21.63
FeO	0.03	3.18	1.53	22.15	14.78	32.35	31.53	15.41
MnO	0.02	0.04	0.07	0.54	0.33	0.71	0.26	0.09
MgO	0.00	1.14	0.81	3.74	3.79	5.66	4.38	0.21
CaO	3.40	0.00	0.00	0.00	0.05	0.08	0.21	23.79
Na ₂ O	8.58	0.04	0.49	0.09	0.30	0.05	0.04	0.06
K ₂ O	0.31	10.34	9.95	9.16	7.73	0.03	0.56	0.02
Si	12.81	3.33	3.14	2.80	3.48	2.93	3.19	3.29
Ti	0.00	0.00	0.00	1.04	0.51	0.00	0.00	0.00
Al	5.26	2.38	2.71	0.77	1.26	2.83	2.57	2.03
Fe	0.01	0.18	0.09	1.44	0.53	2.94	2.98	1.06
Mn	0.00	0.00	0.00	0	0	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.12	0.11	0.43	0.41	3.18	3.22	0.03
Ca	0.73	0.00	0.00	0	0	0.01	0.03	2.26
Na	3.32	0.01	0.06	0.01	0.04	0.01	0.01	0.00
K	0.07	0.89	0.84	0.91	0.62	0.00	0.00	0.00
	Na + K + Ca							
	= 4.13							
	%Ab=80.4							
	%An=17.7							
	Orthoclase =							
	1.9							

No caso das moscovites secundárias nota-se uma forte diminuição do Ti, uma variação no que diz respeito aos teores em Fe e Al devido, por um lado, à oxidação do Fe e por outro lado à substituição isomórfica na folha octaédrica que fez aumentar o Al. Também se nota a presença do Na que partilha com o K a camada interlamelar, no caso da sericite observa-se a diminuição do K e aumento do Al na estrutura cristaloquímica comparativamente com a composição química da moscovite secundária. De facto, trata-se de um processo de hidratação da própria estrutura e obviamente do aumento da água na estrutura da sericite.

No caso da biotite, ainda estamos com dúvidas para atribuir a respetiva composição a uma composição da biotite hidrotermal, por isso fica um ponto aberto para resolução futura.

A clorite analisada não corresponde a alteração da biotite em clorite, trata-se de clorite em paragénese com o epídoto e esfena. A composição química da clorite corresponde Fe,Mg-clorite (i.e., brunsvigite) onde o valor da razão Fe/Fe+Mg ronda os 0.48 – 0.50. Do ponto de vista estrutural a clorite corresponde a uma estrutura tri-octaédrica caracterizada pela presença da folha brucítica.

Tendo em conta a cristaloquímica dos minerais de alteração, as proporções atómicas dos minerais analisados foram projetadas no diagrama MR3-2R3-3R2 (Velde, 1972). A composição feldspática (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Al^{3+}) é representada por MR3, enquanto 2R3 representa o polo dos filossilicatos dioctaédricos (moscovite secundária e sericite) e 3R2 o dos filossilicatos trioctaédricos (i.e., biotite e clorite). Na figura 65 representa-se a direção da frente de alteração hidrotermal.

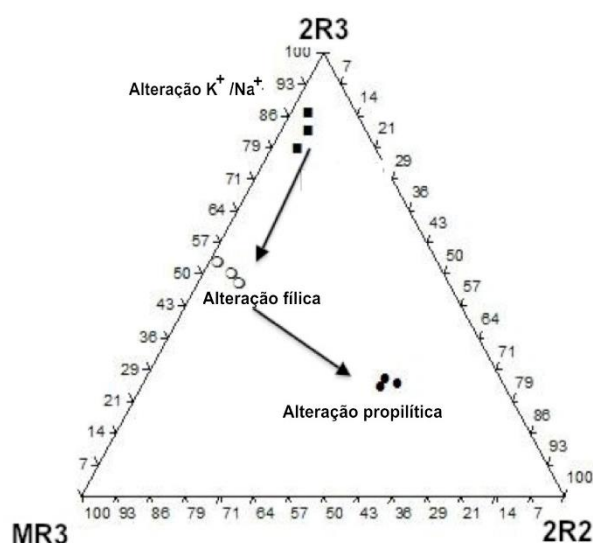


Figura 65: Diagrama MR³-2R³-3R² (Velde 1972) com a projeção das fases minerais de neoformação.

O estudo preliminar dos processos de alteração hidrotermal do granito, permitiu a identificação de um conjunto de estágios de alteração hidrotermal distintos, expressos pela ocorrência de diferentes fases minerais de neoformação. As características texturais e mineralógicas das rochas alteradas permitem confirmar a ocorrência de um conjunto de processos químicos e mineralógicos derivados da variação química das soluções hidrotermais, desde um termo alcalino para um pH ligeiro mais ácido.

Três associações paragenéticas distintas de fases minerais de neoformação foram identificadas (Tabela 12). Uma associação paragenética de temperatura mais elevada (300-400°C), caracterizada pela ocorrência de albite secundária, escassez de microclina, e moscovite II. Durante este estágio, ocorreu um processo de lixiviação do quartzo magmático (quartzo I), devido à circulação das soluções supostamente alcalinas. Posteriormente, formaram-se sericite, clorite, quartzo II, epidoto e hematite, durante o metassomatismo de H⁺.

A sequência paragenética constituída por sericite, clorite I (alteração de biotite magmática em clorite) é típica para uma alteração fílica, enquanto a sequência correspondente a epidoto, clorite e hematite está associada a uma alteração final. Todas as alterações texturais e mineralógicas observadas ao microscópio refletem a composição química das rochas alteradas estudadas.

Tabela 12: Sequência paragenética.

<i>Minerais</i>	<i>Magmático</i>	<i>Pós-magmático</i>		
		Na^{+}/K^{+}	H^{+}	$H^{+}/Mg^{2+};Ca^{2+}$
<i>Plagioclase I</i>	+			
<i>Ortoclase</i>	+			
<i>Moscovite I</i>	+			
<i>Biotite I</i>	+			
<i>Quartzo I</i>	+			
<i>Plagioclase II</i>		+		
<i>Microclina</i>		+		
<i>Quartzo II</i>		+		
<i>Moscovite II</i>		+		
<i>Biotite II</i>		+		
<i>Sericite</i>		+		
<i>Clorite I</i>				+
<i>Epídoto</i>				+
<i>Clorite II</i>				+
<i>Hematite</i>				+

6.GEOQUÍMICA DO PROCESSO PÓS-MAGMÁTICO

As análises aqui apresentadas foram realizadas no âmbito do trabalho publicado no âmbito do IX Congresso Nacional de Geologia/ 2º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa, trabalho este que se encontra no anexo i.

As amostras analisadas por FRX englobaram amostras granito não alterado e alterado (i.e. epissienito, sericitização e epidotização). O balanço de massa foi calculado para estimar os ganhos e as perdas durante o processo pós-magmático face à fácies granítica não alterada.

Na tabela 13 são apresentados os resultados relativos à geoquímica dos elementos maiores, ou seja, a composição química dos óxidos presentes nestas rochas. Existe de facto uma diminuição em SiO₂ das amostras de alteração face à fácies granítica não alterada, o que vai de encontro a desquartificação típica das alterações epissieníticas.

Tabela 13: Análise química dos óxidos em rocha total.

AMOSTRAS	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	LOI %	Total %
GRANITO “SÃO”	72.30	0.16	14.94	1.53	0.01	0.26	1.01	3.31	5.18	0.30	1.0	100.08
EPISSIENITO 1	62.89	0.38	19.31	2.23	0.07	0.48	0.63	7.00	4.33	0.31	2.4	100.04
EPISSIENITO 2	66.72	0.26	16.86	1.89	0.01	0.49	0.48	5.39	5.26	0.30	2.3	100.07
EPISSIENITO 3	68.71	0.19	16.12	2.23	0.01	0.62	0.57	2.69	4.89	0.27	3.7	100.08
SERICITIZAÇÃO	60.91	0.22	24.55	2.00	0.03	0.41	0.28	0.06	7.02	0.21	4.4	100.10
EPIDOTIZAÇÃO	63.14	0.11	21.34	1.44	0.01	0.33	0.61	1.14	6.88	0.33	4.7	100.12

Com estes dados foi possível projetar as amostras num gráfico A / CNK- A / NK (Shand, 1943), dando assim a informação do carácter peraluminoso apresentado pelas amostras do granito são, do epissienito 1, 2 e 3 (Figura 66).

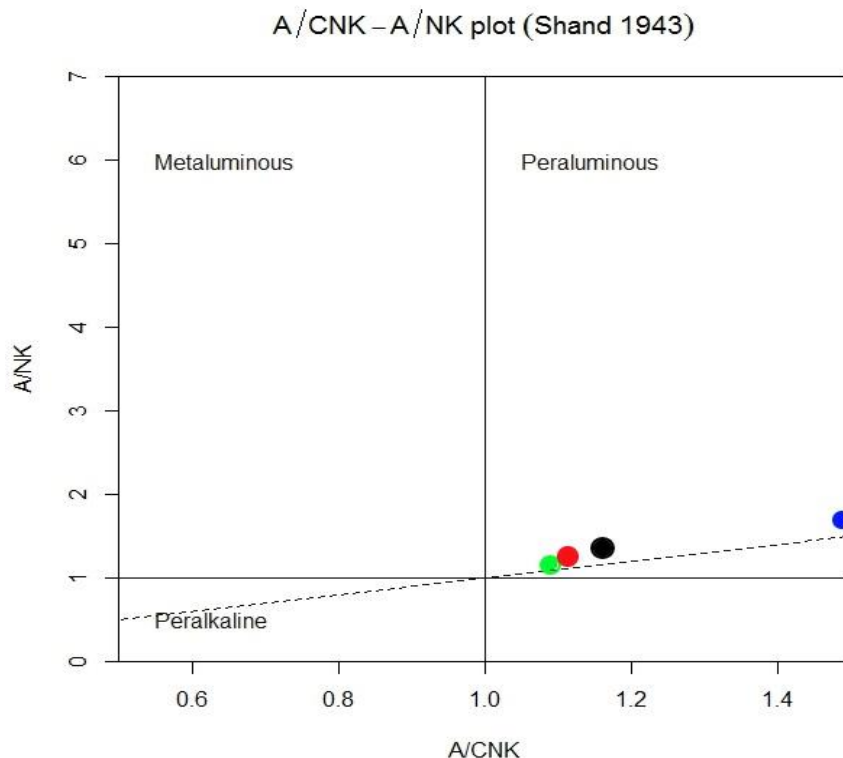


Figura 66: Projeção das análises de granito não alterado (a preto), epissienito 1 (a verde), epissienito 2 (a vermelho) e epissienito 3 (a azul) num gráfico A/CNK-A/NK. Mostrando assim o carácter peraluminoso das amostras.

Para que fosse possível avaliar os ganhos e perdas das amostras relativamente à entrada e saída de elementos químicos durante o(s) processo(s) de alteração hidrotermal foi utilizada a equação de Gresens (1967).

No gráfico da Figura 67 temos os balanços para as amostras Epissienito 1, Epissienito 3 e Sericitização, com os valores apresentados na tabela acima. Assim sendo a amostra Epissienito 1 é caracterizada pela presença dos processos albitização, onde os ganhos são de 15.53 g/100 g e as perdas de -0.48 g/100 g, com ganhos significativos e Al (3.86 g/100 g) e Na (3.61 g/100 g).

A amostra Epissienito 3 tem como característica uma alteração de metassomatismo potássico predominante resultando em ganhos de 6.66 g/100 g e perdas de -0.678 g/100 g em elementos maiores.

A amostra de sericitização é característica de um tipo de alteração fílica sendo possível ver no gráfico a baixo ganhos bastante expressivos em alumínio, o que justifica este tipo de alteração uma vez ser típico a sobressaturação em alumínio para a cristalização da sericite, apresentando também alguns ganhos em potássio.

As três amostras apresentam uma depleção em sílica o que é explicado nas fácies epissieníticas e suportam a ideia da dissolução do quartzo, a *déquartification* (Cathelineau, 1985)

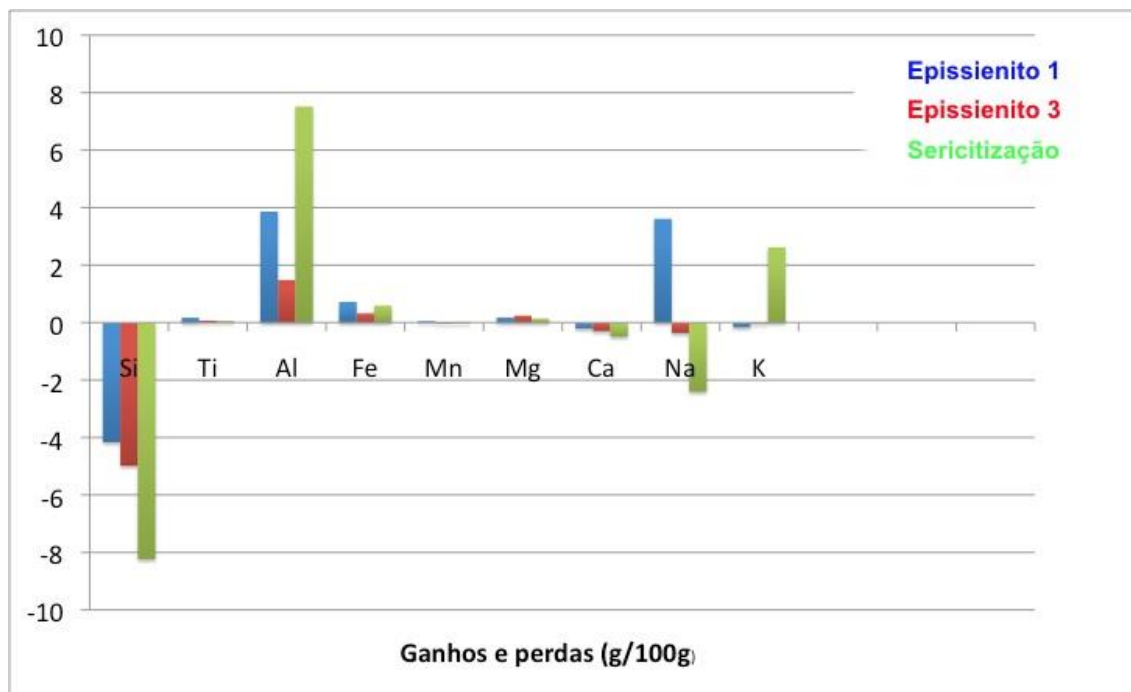


Figura 67: Balanço de massa de três amostras epissienito 1 e 2 e sericitização.

Nos gráficos das Figuras 68 e 69 apresentado de seguida é possível ver projetadas duas das amostras de epissienito tendo por base os dados da Tabela 10 anteriormente apresentada, estes gráficos têm por base o uso das equações propostas por De La Roche *et al.* (1980). Como antes referido, este tipo de granito com características Hoje em dia atribuídas a rochas epissieníticas foram inicialmente classificadas como sienitos, pela sua intensa feldspatização, apresentando uma predominância de plagioclases e/ou feldspatos potássicos na sua composição. Os seguintes gráficos permitem avaliar que as rochas epissieníticas em estudo apresentam de facto uma petroquímica semelhante a um sienítico.

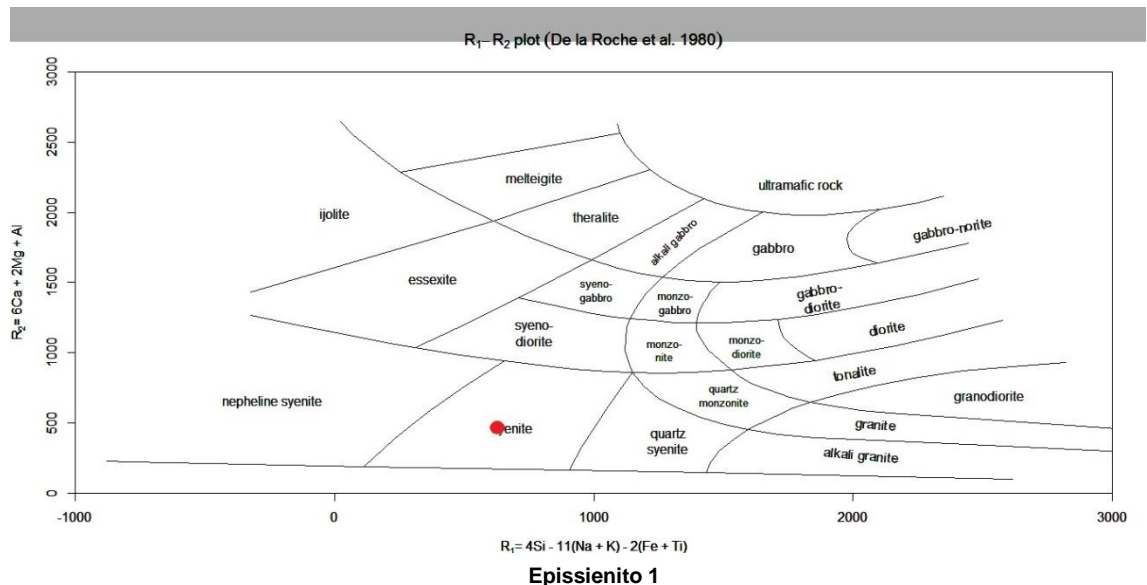


Figura 69: Projeção da amostra de epissienito 1 num gráfico R_1-R_2 de De La Roche *et al.*, 1980.

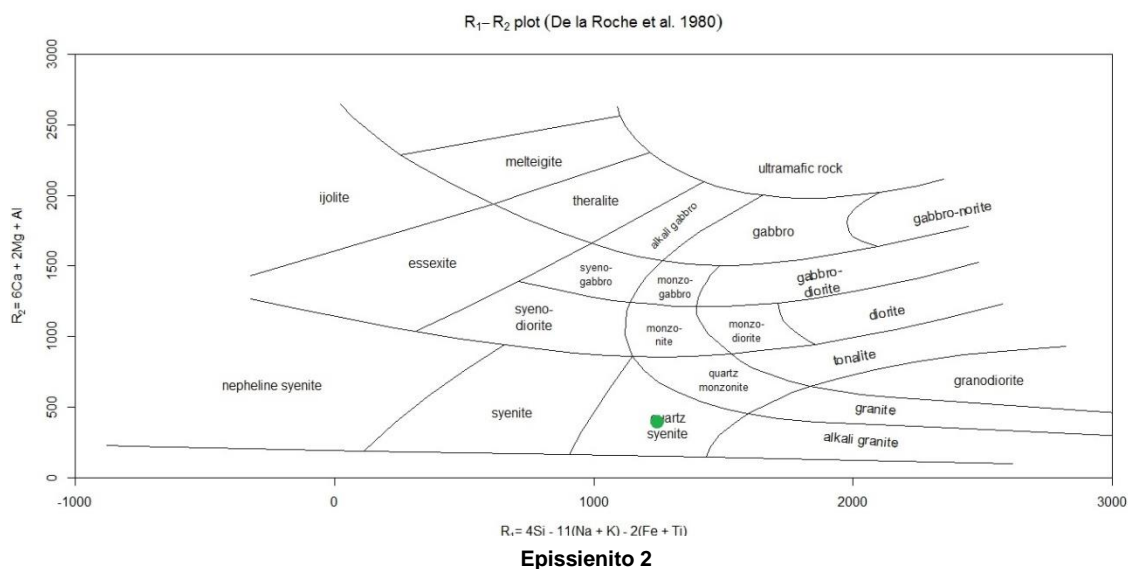


Figura 68 Projeção da amostra de epissienito 2 num gráfico R_1-R_2 de De La Roche *et al.*, 1980.

7. INCLUSÕES FLUÍDAS

Neste subcapítulo pretende-se expor os resultados que são o culminar de todos os métodos utilizados no estudo das inclusões fluídas e dos planos de inclusões fluídas, de forma a que se faça uma avaliação preliminar dos fluídos envolvidos nas alterações hidrotermais referidas neste trabalho. São apresentados resultados de PIF's, microtermometria de IF, espectroscopia de *Raman* e platina de esmagamento. O estudo das IF é um processo moroso que requer alguma sensibilidade e experiência por parte do utilizador, e por isto apresenta algumas limitações como qualquer outro método de estudo.

Para este estudo foram utilizadas lâminas bipolidas orientadas ME(bp)-1.1; ME(bp)-1.2; ME(bp)-1.3 e ME(bp)-1.4, as duas últimas referentes à fácies granítica não alterada (Figura 70).

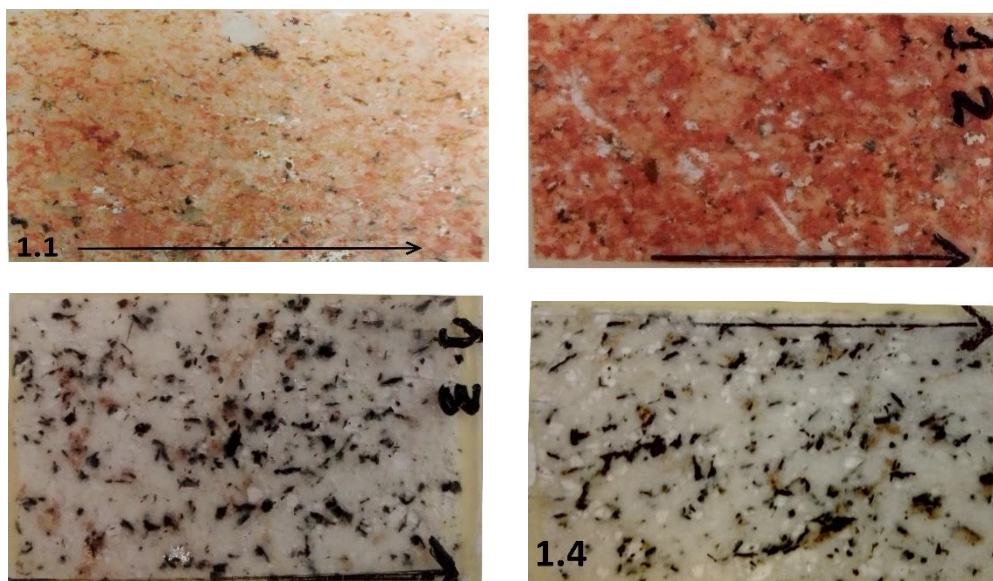


Figura 70: Lâminas bipolidas preparadas no âmbito do estudo da microfraturação.

7.1. ESTUDO DA MICROFRATURAÇÃO

No mapa da figura 71 apresentam-se diagramas de roseta resultantes do estudo dos planos de inclusões fluídas (PIF) relativos aos pontos de amostragem no maciço em estudo, com o objetivo de mostrar quais os sistemas de fraturas que facilitaram os processos de alteração.

As rosetas representam, as orientações dos PIF observados no quartzo da fácies granítica da Freixiosa e no quartzo II do epissienito.

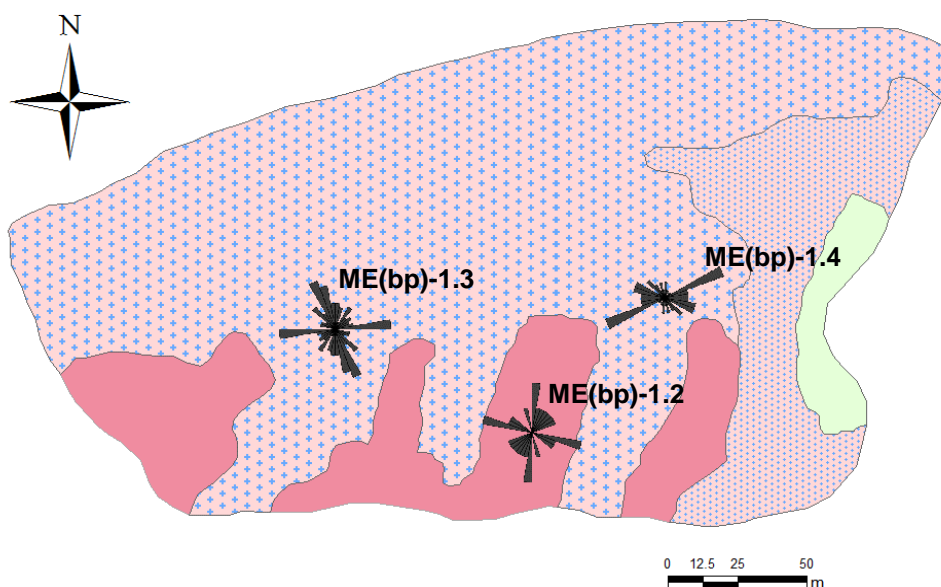


Figura 71: Projeção das rosetas resultantes do estudo da microfraturação num mapa cartográfico da área de estudo.

A análise dos diagramas resultantes do estudo dos PIF revelam orientações distintas para o granito não alterado e para o epissienito. No caso da fácies granítica não alterada a amostra ME(bp)-1.3 apresenta dois grupos distintos, um NW-SE e um outro de direção muito próxima de ENE-WSW no caso da amostra ME(bp)-1.4. Esta direção pode estar relacionada com os campos de tensão registados na zona Este da área em estudo. No caso do epissienito os grupos dominantes são o NNE-SSW e o WSW-ESE e, aparentam relativa compatibilidade com o campo de tensão que controlaram a alteração, como mostrado neste capítulo, com direções NE-SW no caso da amostra ME(bp)-1.2.

7.2.RESULTADOS MICROTERMOMETRIA

Nas Tabelas 14 e 15 são apresentados os resultados obtidos durante o estudo microtermométrico das amostras selecionadas, ME(bp)-1.2 e ME(bp)-1.3 (Figura 71). As IF estudadas são referentes a alguns dos PIF estudados na microfraturação, no entanto foram estudadas IF isoladas e agrupadas bem como IF contidas em PIF não estudados no ponto anterior.

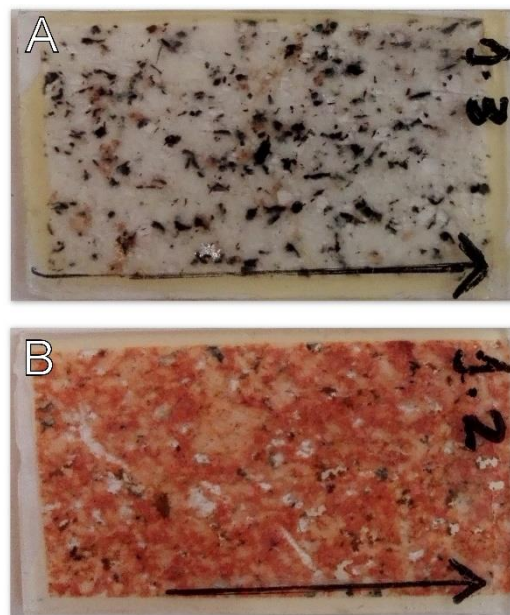


Figura 72: Foto das lâminas ME(bp)-1.3 (A) e ME(bp)-1.2 (B) utilizadas no estudo das inclusões fluídas.

7.2.1.FÁCIES GRANÍTICA DA FREIXIOSA

Amostra ME(bp)-1.3

Nesta amostra as inclusões fluídas estão associadas exclusivamente a quartzos e os fluídos pertencem ao sistema $H_2O-NaCl$. As inclusões estudadas foram divididas em dois grupos recorrendo ao índice de classificação apresentado no Capítulo V, tendo sido identificadas inclusões bifásicas (Lw1) e trifásicas (Lw-S).

As inclusões fluídas ocorrem em PIF's (Figura 73) de orientação geral NW-SE, N-S/NNE-SSW e em IF isoladas, sendo os mesmos essencialmente intragranulares no interior do grão e do bordo ao interior do grão.

As inclusões bifásicas são sem dúvida predominantes e apresentam tamanhos muito variados, o seu grau de preenchimento (Flw) varia entre 0.6 e 0.95. Relativamente à forma estas inclusões são muito variadas, notando-se em alguns casos que a inclusão sofreu deformação e/ou *leakage*.

Nas inclusões contidas nos PIF NW-SE a temperatura de fusão (T_{mice}) variou entre os -1.5°C e os -6.1°C , com salinidades variáveis entre os 2.57% e os 9.61% equivalente em peso NaCl.



Figura 73: Foto de um PIF da lâmina ME(bp)-1.3.

As IF ocorrentes nos PIF N-S e NNE-SSW apresentam uma T_{mice} compreendida entre os -0.3°C / -4.8°C e os -1°C / -6.8°C respetivamente, com salinidades correspondentes de 0.53% / 7.45% e 1.74% / 10.24%. As inclusões fluídas que ocorrem isoladamente também apresentam uma elevada amplitude de pontos de fusão, -0.6°C e os -9.5°C com salinidades de 1.05% a 13.4%. Em muitas das inclusões observadas não foi possível medir a primeira temperatura de fusão do gelo (T_e – Temperatura do eutético), nos casos em que foi possível foram registadas temperaturas que variaram entre os -26°C e os -51°C , resultados que levam a crer a classificação do modelo H_2O -NaCl.

No total de 35 inclusões fluídas apenas 3 foram claramente identificadas como sendo trifásicas, contendo uma fase sólida (Lw-S) de pequena dimensão ($< 1 \mu\text{m}$), a qual não foi possível identificar em Espectroscopia de Raman, em todos os restantes parâmetros são semelhantes às inclusões Lw1 pelo que o que aparenta ser uma fase sólida pode corresponder a quartzo devido a uma forma irregular da inclusão. Os resultados das análises são apresentados na seguinte tabela 14.

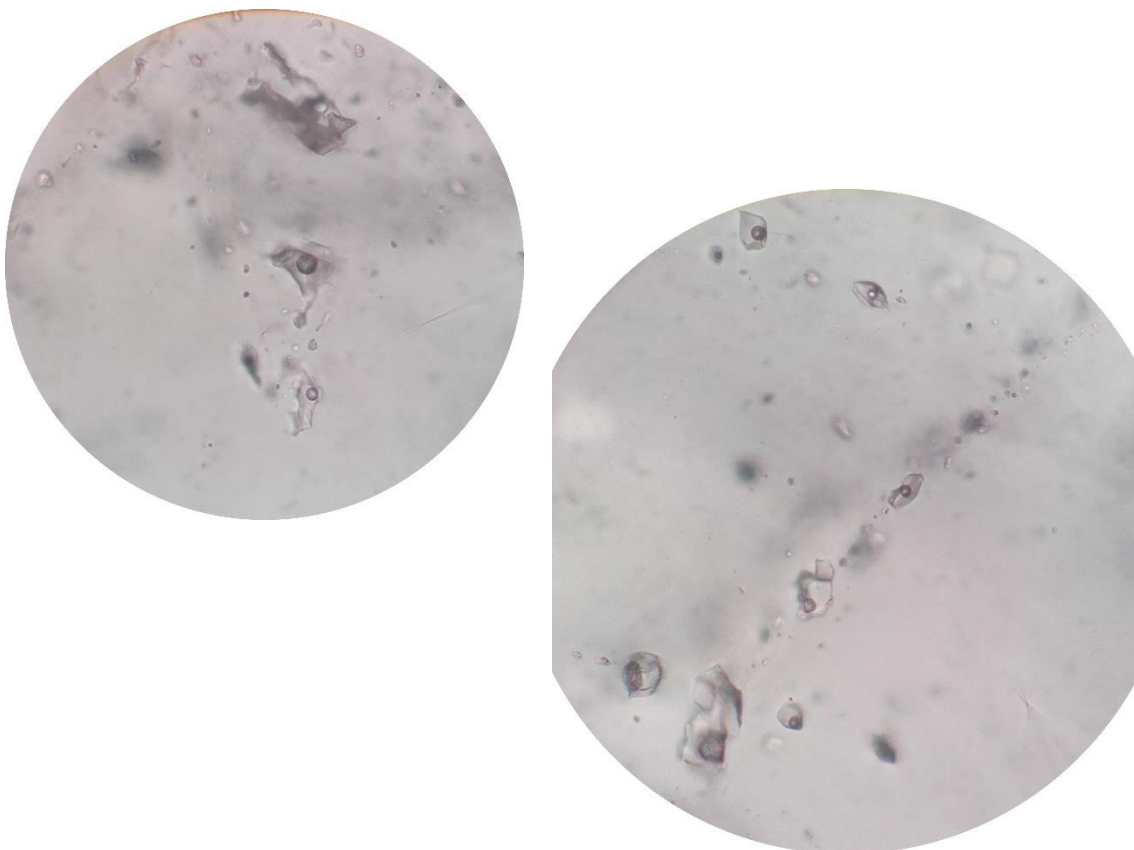


Figura 74: Alguns dos principais aspectos de ocorrência de inclusões fluídas na lâmina ME(bp)-1.3.

Tabela 14: Resultados do estudo microtermométrico da lâmina ME(bp)-03 correspondente à fácies granítica não alterada de Freixiosa. (¹n.o. – Não Observado)

AMOSTRA	LOCALIZAÇÃO	MINERAL	IF	OCORRÊNCIA	TIPO	FLW	TMICE(°C)	EQ.WT%NaCl	TE
ME(bp)-1.3	P1_Z1_A1	Quartzo	A1	PIF (N47E)	Lw1	0,9	-3	4.96	n.o. ¹
	P1_Z1_B1		B1	PIF (N47E)	Lw1	0,95	-1	1.74	n.o.
	P1_Z1_C1		C1	Isolada	Lw1	0,9	-4.3	6.88	-30
	P1_Z2_A2		A2	PIF (N21W)	Lw1	0,5	-3.8	6.16	n.o.
	P1_Z2_B2		B2	PIF (N21W)	Lw1	0,9	-5.6	8.68	n.o.
	P1_Z2_C2		C2	PIF (N21W)	Lw1	0,7	-4	6.45	n.o.
	P1_Z2_D2		D2	PIF (N21W)	Lw1	0,7	-4.3	6.88	n.o.
	P1_Z3_A3		A3	Isolada	Lw1	0,9	-1	1.74	-28
	P1_Z3_B3		B3	Isolada	Lw1	0,9	-1.2	2.07	n.o.
	P1_Z3_C3		C3	Isolada	Lw-S	0,95	-0.9	1.57	-22.5
	P2_Z1_A1		A1	PIF(N84W)	Lw-S	0,6	-1.5	2.57	-42.3
	P2_Z1_B1		B1	PIF(N84W)	Lw1	0,7	-2	3.39	-35
	P2_Z1_C1		C1	PIF(N84W)	Lw1	0,7	-3.5	5.41	-47
	P2_Z2_A2		A2	PIF(N17E)	Lw1	0,7	-4.8	7.45	-38
	P2_Z2_B2		B2	PIF(N34E)	Lw1	0,9	-1.2	2.07	n.o.
	P2_Z2_C2		C2	Isolada	Lw1	0,95	-9.5	13.4	-51.6
	P2_Z2_D2		D2	PIF(N84E)	Lw1	0,9	-6.1	9.21	-26
	P2_Z3_A3		A3	PIF(N47E)	Lw1	0,9	-0.4	0.71	n.o.

	P2_Z3_B3		B3	PIF(N47)	Lw-S	0,9	-0.6	1.05	n.o.
AMOSTRA	LOCALIZAÇÃO	MINERAL	IF	OCORRÊNCIA	TIPO	FLW	TMICE(°C)	EQ.WT%NaCl	TE
ME(bp)- 1.3	P3.1_Z1_A1	Quartzo	A1	PIF(N56E)	Lw1	0,9	-6.8	10.24	-44.5
	P3.1_Z1_B1		B1	PIF(N56E)	Lw1	0,8	-2.7	4.49	-47
	P3.1_Z1_C1		C1	Isolada	Lw1	0,7	-0.6	1.05	n.o.
	P3.1_Z1_D1		D1	Isolada	Lw1	0,9	-0.6	1.05	n.o.
	P3.1_Z1_E1		E1	PIF(N35W)	Lw1	0,8	-3.7	6.01	-39
	P3.1_Z1_F1		F1	PIF(N35W)	Lw1	0,9	-3.7	6.01	-39
	P3.1_Z1_G1		G1	PIF(N35W)	Lw1	0,9	-4	6.45	-29
	P4.1_Z1_A1		A1	PIF(N17E)	Lw1	0,85	-3.5	5.71	-43.7
	P4.1_Z1_B1		B1	PIF(N17E)	Lw1	0,8	-3.4	5.56	n.o.
	P4.1_Z1_C1		C1	PIF(N17E)	Lw1	0,9	-3.6	5.86	n.o.
	P4.1_Z1_D1		D1	PIF(N45W)	Lw1	0,95	-2.9	4.8	n.o.
	P4.1_Z1_E1		E1	PIF(N45W)	Lw1	0,9	-3.1	4.96	-42
	P4.1_Z1_F1		F1	PIF(N45W)	Lw1	0,95	-3.2	5.11	-42
	P4.2_Z2_A2		A2	PIF(N5)	Lw1	0,85	-0.3	0.53	n.o.
	P4.2_Z2_B2		B2	PIF(N5)	Lw1	0,95	-0.3	0.53	n.o.
	P4.2_Z2_C2		C2	Isolada	Lw1	<5%	n.a	n.a	n.o.

Amostra	Localização	Mineral	IF	Ocorrência	Tipo	Th	Amostra	Localização	Mineral	IF	Ocorrência	Tipo	Th
ME(bp)-1.3	P1_Z1_1	Quartzo	1	-	Lw1	105	ME(bp)-03	P3_Z1_9	Quartzo	9	-	Lw1	245
	P1_Z1_2		2	-	Lw1	135		P3_Z1_10		10	-	Lw1	260
	P1_Z1_3		3	-	Lw1	284		P3_Z1_11		11	-	Lw1	235
	P1_Z4_1		1	-	Lw1	331		P3_Z1_12		12	-	Lw1	235
	P1_Z4_2		2	-	Lw1	300		P3_Z1_13		13	-	Lw1	230
	P1_Z4_3		3	-	Lw1	224		P3_Z1_14		14	PIF(N13W)	Lw1	240
	P1_Z4_4		4	-	Lw1	275		P3_Z1_15		15	PIF(N13W)	Lw1	245
	P1_Z5_1		1	-	Lw1	235		P3_Z1_16		16	PIF(N13W)	Lw1	220
	P1_Z5_2		2	-	Lw1	333		P3_Z1_17		17	PIF(N13W)	Lw1	216
	P1_Z5_3		3	-	Lw1	333		P3_Z1_18		18	PIF(N13W)	Lw1	216
	P3_Z1_1		1	-	Lw1	152		P3_Z1_19		19	-	Lw1	225
	P3_Z1_2		2	-	Lw1	155		P4.1_Z2_1		1	-	Lw1	125
	P3_Z1_3		3	-	Lw1	156		P4.1_Z2_2		2	-	Lw1	308
	P3_Z1_4		4	-	Lw1	155		P4.1_Z2_3		3	-	Lw1	250
	P3_Z1_5		5	PIF(N45W)	Lw1	195		P4.1_Z2_4		4	-	Lw1	254
	P3_Z1_6		6	PIF(N45W)	Lw1	202		P4.1_Z2_5		5	-	Lw1	231
	P3_Z1_7		7	PIF(N45W)	Lw1	215		P4.1_Z2_6		6	-	Lw1	330
	P3_Z1_8		8	-	Lw1	238		P4.1_Z2_7		7	-	Lw1	250
								P4.1_Z2_8		8	-	Lw1	300

7.2.2.EPISSIENITO

Amostra ME(bp)-1.2

A amostra representativa do epissienito apresenta inclusões fluídas associadas maioritariamente a quartzos, mas também feldspatos (Figura 75), em todo o caso as inclusões estudadas ocorrem em quartzos com grandes quantidades de clorite vermicular e em PIF's com direções gerais NW-SE e N-S bem como em inclusões isoladas.

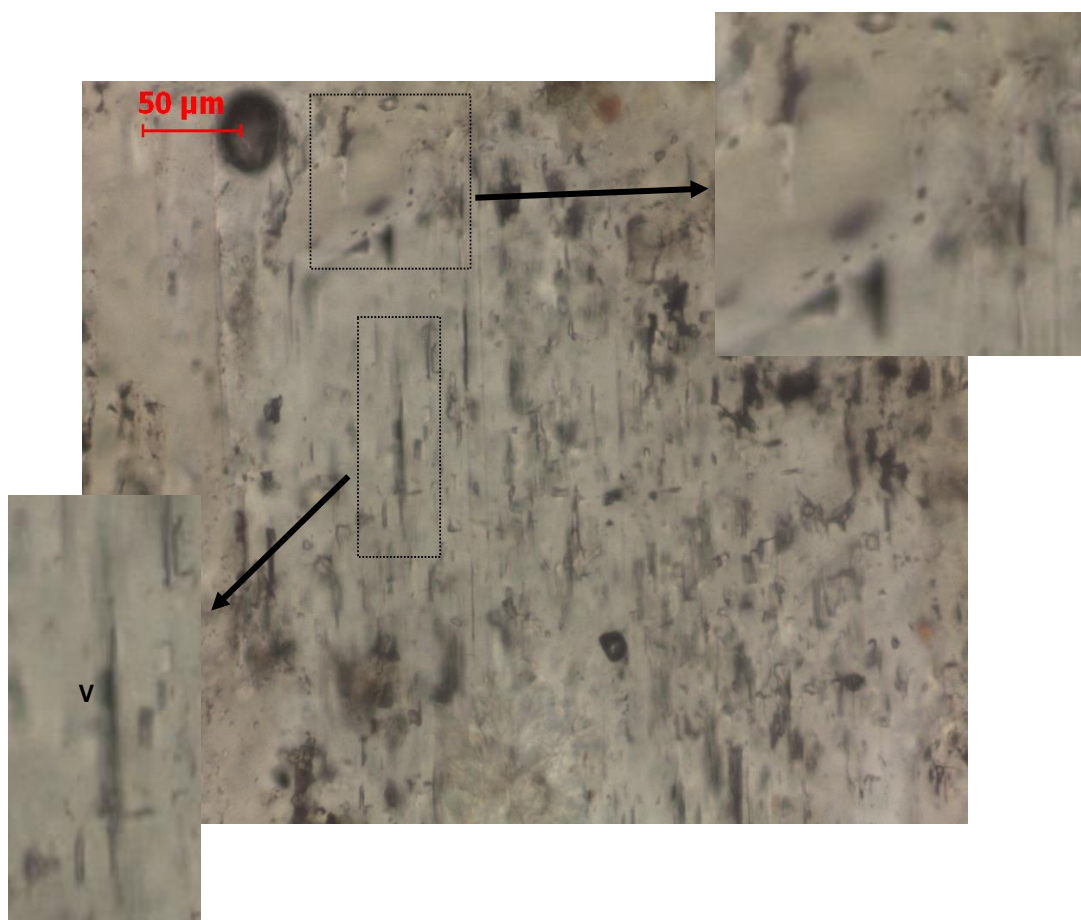


Figura 75: Exemplo de ocorrência de inclusões fluídas em feldspatos.

Nesta lâmina os PIF identificados são maioritariamente intragranulares à semelhança da amostra da fácies granítica da Freixiosa, estando muitos dos planos sobrepostos por outros em campos focais distintos (microscópio ótico de transmissão).

Foram identificados três tipos de IF tendo em conta a sua composição, inclusões bifásicas (Lw2), inclusões monofásicas (L) e trifásicas (Lw-s) estas últimas com pequena

expressão no estudo. Fez-se assim um esforço para o estudo uniforme dos tipos de inclusão identificados uma vez nesta amostra serem abundantes as inclusões monofásicas.

As inclusões bifásicas (Figura 76) desta amostra apresentam tamanhos e formas variáveis, entre 1 μm aos 50 μm com formas mais regulares a formas mais disformes apresentando alguma deformação. O seu Flw varia entre os 0.6 e os 0.95 evidenciando predominância da fase líquida face à fase gasosa.

Nas inclusões ocorrentes nos PIF de direção NW-SE foram registadas temperaturas de fusão do gelo compreendidas entre os -0.1°C e os -4.8°C e correspondentes salinidades entre 0.8% / 7.59%. Os de direção N-S apresentam T_{mice} compreendidas entre os 0°C / -4.3°C com respetivas salinidades entre os 0% / 6.88%. Pelos resultados aqui obtidos presume-se ser um fluido semelhante ao estudado nas inclusões ocorrentes nos PIF N-S e NE-SW da fácies granítica de Freixiosa.

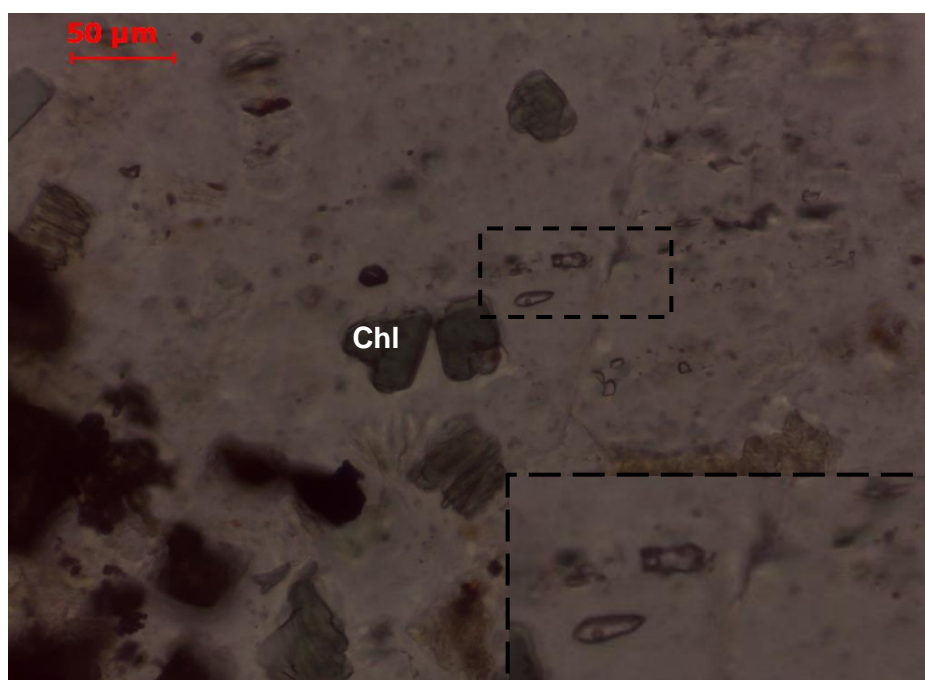


Figura 76: Foto de algumas IF bifásicas presentes na lâmina ME(bp)-1.2 com a presença das inclusões de clorite vermicular (Chl).

As inclusões que ocorrem isoladas ou em grupos são as que apresentam maior número de registos em inclusões monofásicas líquidas. Para as inclusões monofásicas não é possível utilizar os dados de Bodnar (1992) para o cálculo da salinidade uma vez que estes apenas podem ser assumidos para inclusões bifásicas com presença de uma fase gasosa. As inclusões isoladas bifásicas apresentam fusão do gelo entre os -0.1°C e os -12.6°C e salinidades entre os 0.8% e 11.53%, levando a crer que houve a

circulação de um fluído de salinidade mais elevada no epissienito. A temperatura de fusão do gelo nas inclusões isoladas monofásicas (Figura 77) foi registada em valores entre os -0.5°C e -22°C com média de -11.2°C , dados que retratam inclusões com eq. Wt% NaCl muito elevado, ou seja, bastante salinas. Para um sistema NaCl-H₂O o diagrama temperatura-composição segundo Potter *et al.* (1978) e Linke (1965) in Crawford (1981) considera as inclusões monofásicas com preenchimento líquido pelo que foi então calculado o eq. Wt% NaCl para estas inclusões segundo dados de Bodnar (1992). Assim sendo obtiveram-se valores de salinidades compreendidas entre os 0.88 e os 23.18 de eq. Wt % NaCl, o que revela uma maior salinidade para este tipo de inclusões.

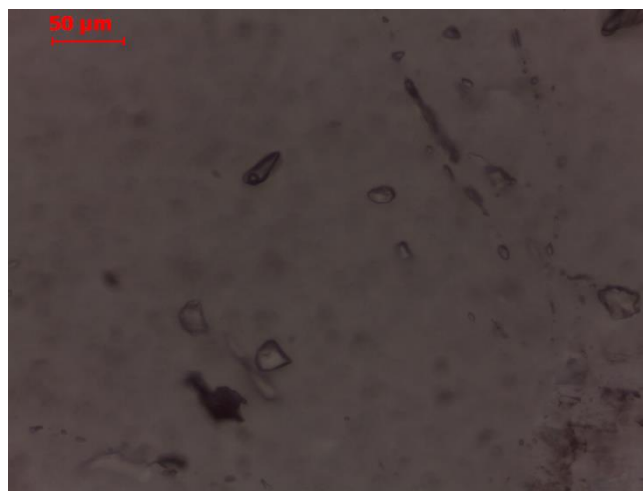


Figura 77: Foto que demonstra a presença de inclusões monofásicas (sem fase vapor).

Na presente amostra foram estudadas 37 inclusões fluídas em criometria e 19 inclusões fluídas em termometria (Tabela 15), não sendo possível o estudo das mesmas inclusões em ambas as técnicas devido ao enrubescimento da amostra e diferença de ampliação entre os dois métodos utilizados.

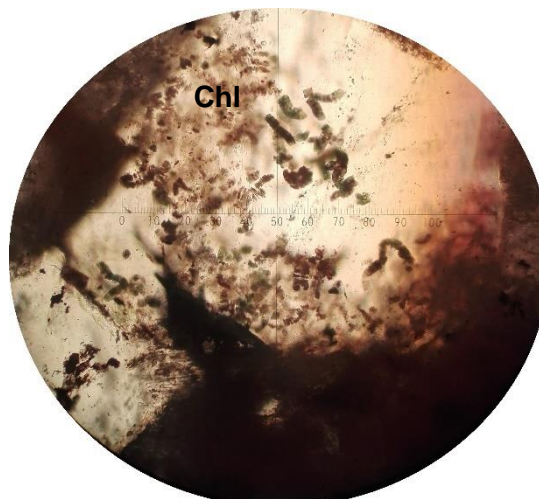


Figura 78: Foto representativa de grandes inclusões de clorite vermicular nos quartzos em estudo.

Tabela 15: Resultados do estudo microtermométrico da lâmina ME(bp)-02 correspondente à fácies granítica alterada - Epissienito. (¹n.o. – Não Observado)

AMOSTRA	LOCALIZAÇÃO	MINERAL	IF	OCORRÊNCIA	TIPO	FLW	TMICE(°C)	EQ.WT%NACL	TE
ME(bp)-1.2	P1_Z1_A1	Quartzo	A1	PIF(N19W)	Lw2	0.95	-0.1	0.18	n.o ¹
	P1_Z1_B1		B1	PIF(N5)	Lw2	0.9	0	0	n.o
	P1_Z1_C1		C1	PIF(N87W)	Lw2	0.9	-0.1	0.18	n.o
	P1_Z1_D1		D1	PIF(N87W)	Lw2	0.95	-0.1	0.18	n.o
	P1_Z1_E1		E1	PIF(N19W)	Lw2	0.7	-0.1	0.18	n.o
	P2_Z1_A1		A1	PIF(N10)	Lw2	0.9	-4.3	6.88	n.o
	P2_Z1_B1		B1	PIF(N10)	Lw2	0.6	-0.1	0.18	n.o
	P2_Z1_C1		C1	Isolada	Lw2	0.9	-0.1	0.18	n.o
	P2_Z1_D1		D1	Isolada	Lw2	0.8	-0.2	0.35	n.o
	P2_Z1_E1		E1	Isolada	Lw2	0.7	-0.2	0.35	n.o
	P2_Z1_F1		F1	Isolada	Lw2	0.7	-0.2	0.35	n.o
	P2_Z1_G1		G1	PIF(N87W)	Lw2	0.95	-4.8	7.59	-35
	P2_Z2_A2		A2	Isolada	Lw-S	0.8	-0.1	0.18	n.o
	P2_Z2_B2		B2	Isolada	Lw-S	0.8	-0.1	0.18	n.o
	P2_Z2_C2		C2	Isolada	Lw2	0.85	-0.1	0.18	n.o
	P2_Z2_D2		D2	PIF(N57W)	Lw2	0.9	-0.1	0.18	n.o
	P2_Z2_E2		E2	PIF(N57W)	Lw2	0.9	-0.1	0.18	n.o
	P2_Z2_F2		F2	Isolada	Lw2	0.9	-8.7	12.51	-55.9
	P2_Z2_G2		G2	Isolada	L	1	-5.8	8.95	-65

AMOSTRA	LOCALIZAÇÃO	MINERAL	IF	OCORRÊNCIA	TIPO	FLW	TMICE(°C)	EQ.WT%NaCl	TE
ME(bp)-1.2	P3_Z1_A1	Quartzo	A1	Isolada	Lw2	0.9	-0.3	0.53	n.o
	P3_Z1_B1		B1	Isolada	Lw2	0.95	-0.3	0.53	n.o
	P4_Z1_A1		A1	Isolada	L	1	-9.1	12.96	-61
	P4_Z1_B1		B1	Isolada	L	1	-10.4	14.36	-57.1
	P4_Z1_C1		C1	Isolada	L	1	-11.1	15.07	-49.8
	P4_Z1_D1		D1	Isolada	L	1	-5.1	8	-53.8
	P4_Z1_E1		E1	Isolada	L	1	-8.8	12.62	-49.8
	P4_Z1_F1		F1	Isolada	L	1	-9.4	13.29	-62.4
	P4_Z1_G1		G1	Isolada	Lw2	0.18	-9.9	13.83	-46.6
	P4_Z1_G1.2		G1.2	Isolada	Lw2	0.9	-12.6	16.53	-46.6
	P4_Z2_A2		A2	Isolada	L	1	-3.1	5.11	-43.3
	P4_Z2_B2		B2	Isolada	L	1	-22.4	?	-74.1
	P4_Z2_C2		C2	Isolada	L	1	-21.8	?	-71.1
	P4_Z2_D2		D2	Isolada	Lw2	0.95	-20.6	22.78	-64.5
	P4_Z2_E2		E2	Isolada	L	1	-21.2	23.18	-58.9
	P4_Z3_A3		A3	Isolada	L	1	-9.8	13.72	-58.6
	P4_Z3_B3		B3	Isolada	L	1	-5.7	8.81	-58.6
	P4_Z3_C3		C3	Isolada	L	1	-0.5	0.88	n.o

Amostra	Localização	Mineral	IF	Ocorrência	Tipo	Th
ME(bp)-1.2	P1_Z1_1	Quartzo	1	-	Lw2	345
	P1_Z1_2		2	-	Lw2	198
	P1_Z1_3		3	-	Lw2	345
	P1_Z1_4		4	-	Lw2	215
	P2_Z1_1		1	PIF(N10E)	Lw2	220
	P2_Z1_2		2	-	Lw2	350
	P2_Z1_3		3	PIF(N10E)	Lw2	305
	P2_Z1_4		4	PIF(N10E)	Lw2	323
	P2_Z1_5		5	-	Lw2	265
	P2_Z2_1		1	-	Lw2	425
	P2_Z2_2		2	-	Lw2	430
	P2_Z2_3		3	-	Lw2	423
	P4_Z1_1		1	-	Lw2	100
	P4_Z1_2		2	-	Lw2	126
	P4_Z1_3		3	-	Lw2	100
	P4_Z1_4		4	-	Lw2	103
	P4_Z1_5		5	-	Lw2	120
	P4_Z1_6		6	-	Lw2	150
	P4_Z1_7		7	PIF(N65W)	Lw2	405

O estudo das IF referentes à fácies granítica epissienitizada e fácies não alterada permitiram assim a recolha de dados de salinidade e de temperaturas de homogeneização de forma a comparar os resultados relativos a cada uma das lâminas em estudo e avaliar as diferenças/parecenças entre os fluídos.

São apresentados de seguida os histogramas construídos para a interpretação destes dados, com a devida distinção entre a fácies granítica e o epissienito.

7.3.INTERPRETAÇÃO

7.3.1.FÁCIES GRANÍTICA DA FREIXIOSA

SALINIDADE

A análise do histograma mostrado na figura 79 referentes aos dados obtidos para a lâmina ME(bp)-1.3 da fácies granítica não alterada revelou a presença de dois fluídos com salinidades distintas. Foi identificado um fluído aquoso (Lw1) com salinidades predominantes entre os 0.5% e os 1.5% (eq% wt. NaCl), de baixa salinidade, associado essencialmente a inclusões fluídas isoladas e a planos de inclusão com direção N-S, sendo estas as salinidades mais baixas encontradas nesta lâmina.

Já as inclusões com maior salinidade estão representadas com grande expressão nos PIF com direções NW-SE bem como nos PIF's N-S e inclusões isoladas, embora nestes dois últimos com uma expressão mais reduzida.

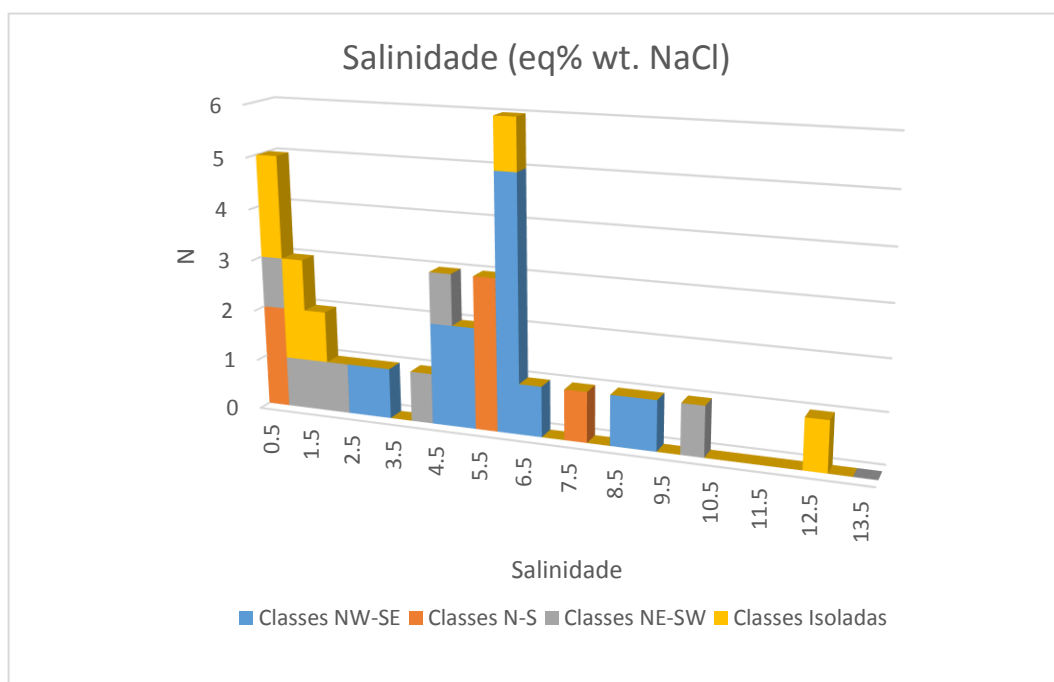


Figura 79: Histograma da divisão da salinidade das IF pelos PIF encontrados na lâmina ME(bp)-1.3.

As salinidades neste caso estão compreendidas entre os 4.5% e os 6.5% com grande expressão nos valores em torno dos 6.5% eq. Wt. NaCl.

Foram registados alguns casos nos quais a salinidade era de ordem mais elevada, mas, no caso em estudo não apresentaram grande relevância em termos estatísticos.

TEMPERATURA DE HOMOGENEIZAÇÃO

Para as temperaturas de homogeneização foi elaborado um histograma (Figura 80) no qual foi feita uma análise geral das temperaturas de homogeneização uma vez que não foi possível analisar as mesmas IF em criometria e em termometria. Assim sendo temos que as Th mostram uma temperatura mínima de aprisionamento do fluido compreendida entre os 220°C e os 240°C, apresentando também algumas IF com Th mais baixas (100°C-140°C) e mais elevadas (300°C-340°C).

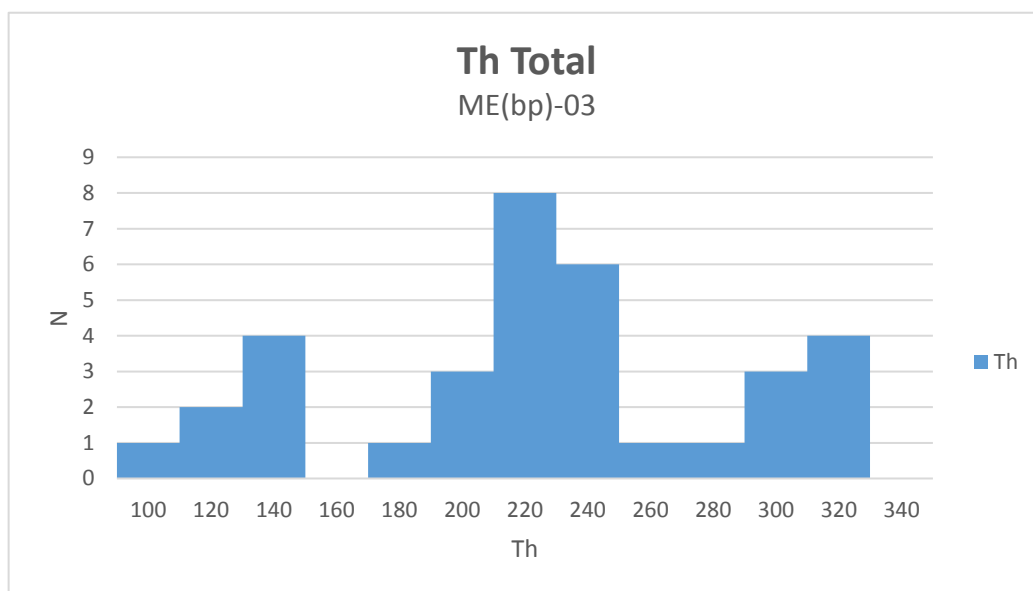


Figura 80: Histograma resultante do estudo termométrico da lâmina ME(bp)-1.3.

7.3.2.EPISSIENITO

SALINIDADE

A construção dos histogramas referentes à amostra ME(bp)-1.2 do epissienito foi realizada do mesmo modo que a amostra anterior. Na análise dos valores obtidos importa referir que estes não englobam os valores obtidos de T_{mice} °C das inclusões monofásicas, uma vez não ser possível utilizar os mesmos parâmetros utilizados nas IF bifásicas aquosas (Lw2). No caso destas IF foram obtidas salinidades (Figura 81) compreendidas entre os 0% e os 0.5% (eq% wt. NaCl) o que indica um fluido pouco salino associado maioritariamente aos PIF NW-SE e a inclusões Isoladas, estes dados podem indicar que corresponde ao mesmo fluido pouco salino identificado na amostra ME(bp)-1.3. No entanto em projeção de T_{mice} °C das inclusões monofásicas vs T_{mice} °C das inclusões bifásicas (Figura 82) é possível denotar uma clara diferença entre as duas com temperaturas de fusão do gelo bastante mais baixas para as inclusões monofásicas, o que por si só pressupõem maior salinidade destas inclusões.

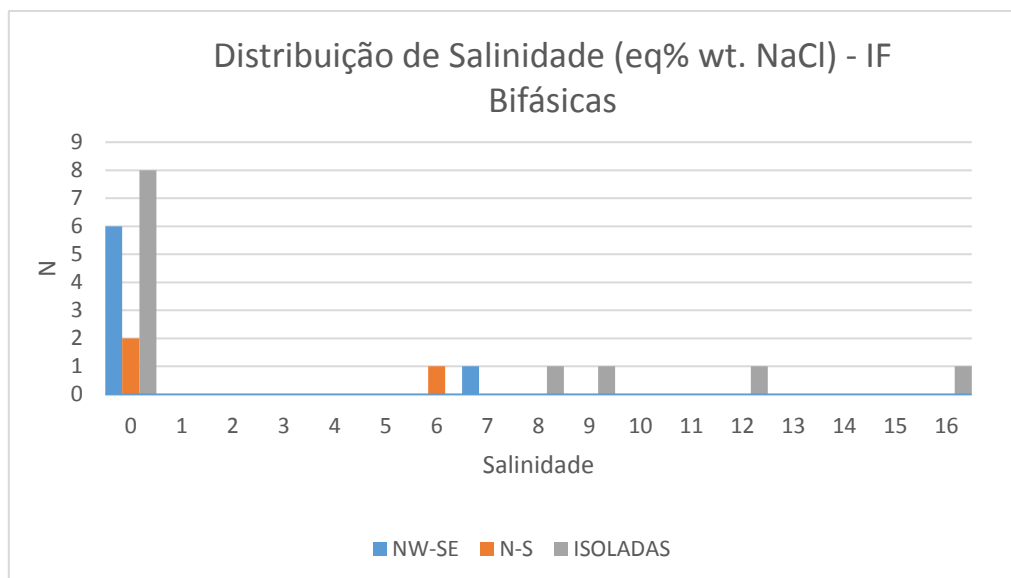


Figura 81: Histograma de salinidades agrupadas em grupos de PIF estudados.

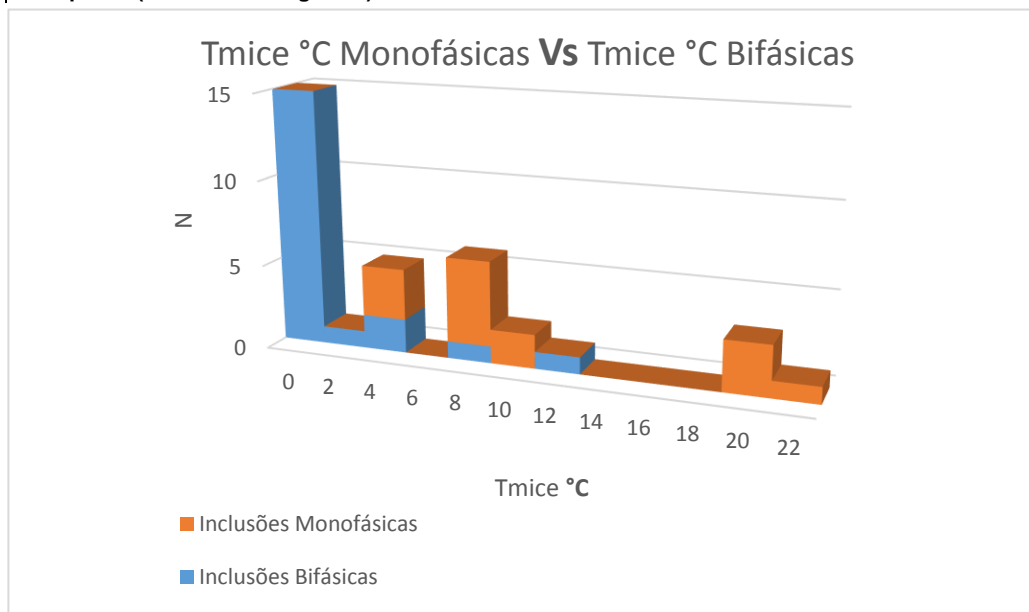


Figura 82: Projeção das T_{mice}° das inclusões monofásicas com as T_{mice}° das inclusões bifásicas.

TEMPERATURA DE HOMOGENEIZAÇÃO

Foi uma vez mais realizado uma análise global das Th registadas nas inclusões estudadas em termometria, tendo este estudo evidenciado uma distinção em grupos de temperaturas medidas. Foram encontradas IF com grande gama de Th, umas de menor expressão com valores entre os 100°C e os 140°C, um grupo com valores entre 300° – 340°C e um último com valores mais elevados entre os 400° – 420°C, estes valores mais elevados podem corresponder a medições nas quais a fase vapor que quando aquecida apresenta movimento possa ter sido confundida com alguma fase sólida da inclusão, pelo que não deve ser considerada como dado amostral relevante (Figura 83).

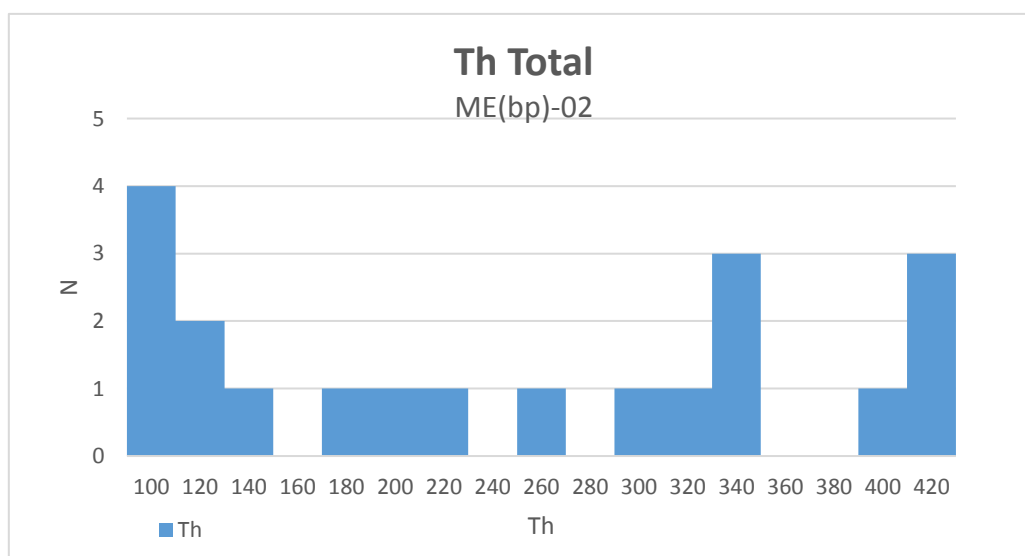


Figura 83: Histograma relativo ao registo das temperaturas mínimas de aprisionamento registadas.

7.4. ESPECTROSCOPIA DE RAMAN

Nas inclusões das amostras estudadas, ME(bp)-02 e ME(bp)-03, não foram registadas temperaturas de fusão do CO_2 ($T_m\text{CO}_2$) nem foi relatada a presença de clatratos, no entanto, de forma a validar esta informação submeteu-se algumas inclusões à Espectroscopia de Raman e Platina de Esmagamento.

A metodologia seguida encontra-se explicada no Capítulo V deste trabalho e assim a mesma foi seguida, uma vez que a amplitude de análises da espectroscopia de Raman permite a análise por espectro de fases voláteis a mesma foi importante no estudo complementar dos fluídos. Foram então escolhidas algumas inclusões para a análise e como resultado foi possível obter um espectro da sua fase gasosa (Figura 84).

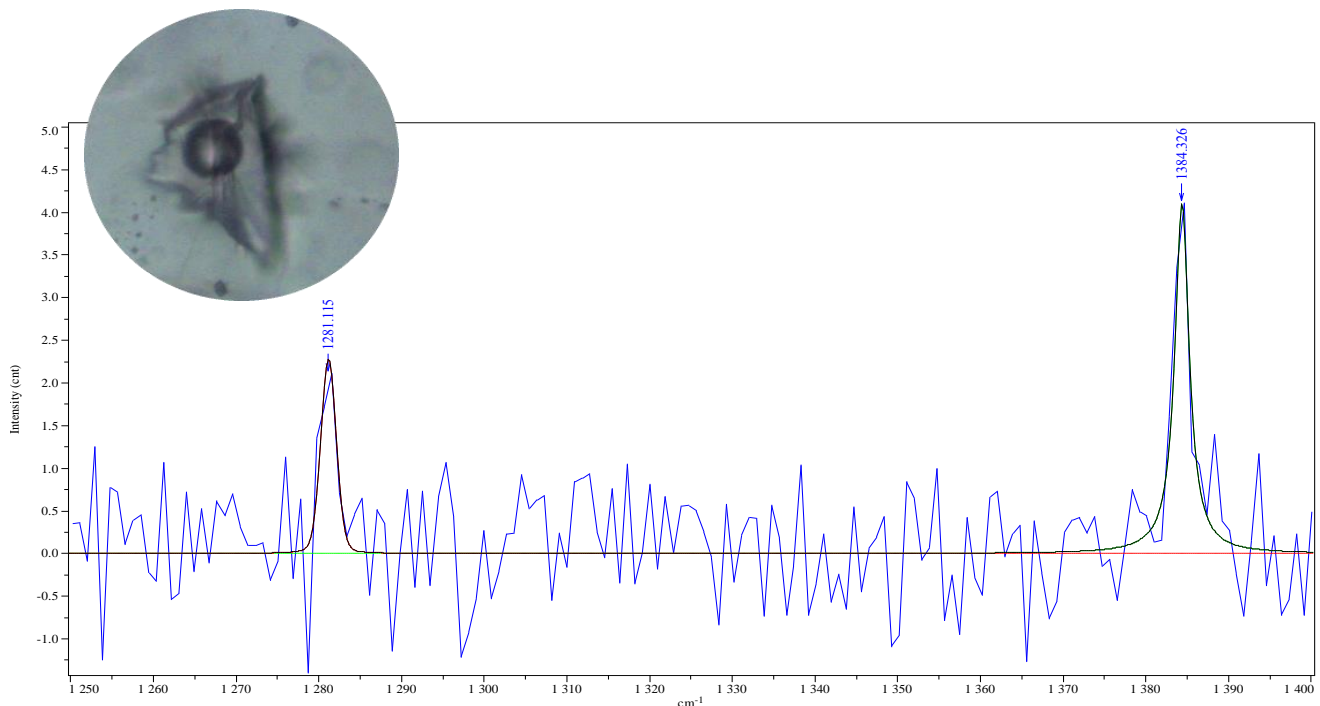


Figura 84: Espectro obtido em Raman que revela a presença de CO_2 nas inclusões bifásicas, com a respetiva foto da inclusão fluída.

Os picos do espectro obtido revelaram a presença de CO_2 na fase gasosa de algumas inclusões, estes picos não revelam a quantidade do mesmo podendo apenas ser interpretados como uma questão de sim ou não relativamente à presença do mesmo, assim sendo os picos na ordem de intensidades 1280 e 1380 correspondem ao espectro de CO_2 . A análise permitiu também excluir a presença de CH_4 e N_2 .

7.5.PLATINA DE ESMAGAMENTO – TÉCNICA AUXILIAR

Uma vez os resultados da espectroscopia de *Raman* terem dado uma análise positiva para a presença de CO₂ testou-se também a presença deste gás em ambas as amostras.

Para isto submeteram-se pequenos grãos de quartzo (Figura 85) de cada amostras **ME(bp)-1.2** e **ME(bp)-1.3**. a esta técnica destrutiva, platina de esmagamento,



Figura 85: Foto do quartzo estudado em platina de esmagamento que revela pouca presença de CO₂ nas inclusões.

Uma vez ser uma técnica expedita, barata e rápida foi possível avaliar com celeridade a presença do CO₂. Em ambas as amostras foi possível observar o aparecimento de algumas bolhas relativas a um gás imiscível em glicerina anidra, assumindo que este gás será de fato o CO₂ identificado na espectroscopia podemos então dizer que as inclusões de ambas as amostras apresentam CO₂. No entanto, e como é possível ver na imagem anterior pelo tamanho da “bolha”, a percentagem molar deste gás é muito pequena e insuficiente para que fosse detetado nos ensaios de microtermometria.

VI. CONSIDERAÇÕES FINAIS



INTRODUÇÃO

De forma a ir de encontro com todos os objetivos propostos foi necessário recorrer a métodos de estudo multidisciplinares, o que permitiu adquirir novas competências ao nível de técnicas e materiais aplicados às geociências e desenvolver o tema das alterações hidrotermais e métodos de estudo a elas ligados.

De forma sucinta o trabalho seguiu uma ordem lógica da macro à microescala com detalhes que parecem importantes aquando do estudo de paleofluidos e suas alterações resultantes, assim sendo, foi possível retirar algumas conclusões interessantes do ponto de vista mineralógico e geoquímico dos processos de alteração atuantes no granito de Freixiosa-Mesquitela. A caracterização da alteração pós-magmática face ao granito não alterado da área em estudo é talvez o foco central do trabalho em prol desta caracterização que se fizeram esforços para mostrar e avaliar em particular o tipo de alteração ocorrente.

1. ESTUDO PETROGRÁFICO

Aquando da avaliação dos processos de alteração hidrotermal de uma determinada litologia o estudo petrográfico assume-se como uma das fases mais importantes de trabalho, o apoio da espectroscopia de *Raman* foi uma mais valia na identificação de algumas das fases minerais.

No caso em estudo foi importante avaliar o grau de alteração relativamente às fácies não alterada do granito da área, de forma a identificar as associações minerais de neoformação e fases minerais primárias.

A análise das lâminas de granito “são” revelam que este é essencialmente biotítico com pequenos e dispersos cristais de moscovite sendo em alguns casos estes minerais expressos sob forma de moscovite secundária em torno das biotites e sob forma de sericite. No geral apresenta uma paragénese mineral típica de um granito biotítico, contudo apresenta a particularidade de apresentar inclusões de silimanite – variedade fibrolite – dispersas em grandes quantidades por todos os grãos de quartzo das lâminas de granito não alterado estudadas. A presença deste mineral pode ser importante quanto à instalação e arrefecimento da massa magmática que deu origem ao granito em estudo, podendo evidenciar a utilização do alumínio disponível no magma para a cristalização da silimanite, explicando assim, a depleção em moscovite face à classificação existente deste granito na notícia e carta geológica 17-B.

As lâminas da zona de alteração revelam a elevada dissolução do quartzo, que resultou na criação de uma maior porosidade. A circulação de fluídos pós-magmáticos resultou na cristalização de algumas fases minerais identificadas, tais como plagioclase - maioritariamente albite - clorite vermicular sob forma de inclusões em quartzos II, hematite que provocou o enrubescimento dos feldspatos potássicos.

Por toda a lâmina são identificadas zonas de alteração fílica onde a sericite predomina em torno de cristais de quartzo e de feldspatos, em alguns casos a sericite aparece ao centro destes cristais.

O granito de Freixiosa apresenta, no local em estudo, alguma alteração e deformação relativa ao aparecimento de sericite e estrutura do quartzo (bordos suturados, extinção ondulante) respetivamente, podendo as alterações minerais identificadas nas lâminas deste granito indiciar que estas corresponderão a uma fase inicial da alteração pós-magmática que deu origem à fácies de alteração estudada.

A particularidade do epissienito apresentar inclusões de hematite pode suportar a ideia que a cor avermelhada dos feldspatos pode de facto estar associada a inclusões muito pequenas deste mineral nos feldspatos. Em suma, foi possível clarificar esta fácies granítica alterada que aparenta uma textura por vezes mais pegmatítica como sendo um epissienito, sendo esta afirmação suportada pelas análises químicas em rocha total.

2. CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DAS PLAGIOCLASES

A caracterização dos feldspatos tardi magmáticos e resultantes de processos pós-magmáticos foram analisados tendo em conta duas técnicas fundamentais, a espectrometria de infravermelhos (FTIR) e a difração de raios x.

A difração de raios x teve por base a obtenção de espectros de albite tardi magmática e pós-magmáticas que permitiram uma avaliação preliminar da sua estrutura cristalina e do arranjo dos tetraedros de Si-Al presentes na sua estrutura revelando valores de Δ relativos à triclinicidade cujos podem aferir as temperaturas relativas de cristalização destes cristais. Assim foi possível concluir que ambas as albites apresentam uma estrutura triclinica do tipo *low-oligoclase*, sendo que as albites amostradas no granito fresco da Freixiosa tardi magmáticas revelam temperaturas de cristalização na ordem dos 500°-550°C enquanto que as albites provenientes do epissienito apresentam T° na ordem dos 300°-400°C.

3.GEOQUÍMICA DOS PROCESSOS PÓS-MAGMÁTICOS

A geoquímica dos processos pós-magmáticos teve por base a análise dos elementos maiores de amostras de alterações identificadas de forma a comparar a sua composição química com a fácies granítica não alterada. Desta forma, foi possível identificar que de facto ocorre uma desquartificação na ordem dos 10% SiO_2 nas amostras de granito vermelho levando a crer que estas corresponderão de facto a um epissienito uma vez ser característico ocorrer uma lixiviação da sílica (remoção do quartzo) neste tipo de alteração.

A projecção em gráficos R1-R2 de De La Roche *et al.*(1980) das análises em amostras de granito vermelho veio uma vez mais contribuir para a ideia de que de facto lidamos com epissienitos, dando-nos a informação que estas rochas de inseririam numa classificação sienítica e quartzo-sienítica, típico de epissienitos.

Por sua vez, o balanço de massa permitiu identificar quais os principais ganhos e perdas em óxidos, ou seja, quais foram as principais trocas químicas ocorrentes e no que elas resultarão para cada uma das amostras das alterações identificadas. Retirou-se então informação que corroborou as análises petrográficas realizadas nas quais se identificaram importantes processos de albitização. Foi possível, tendo em conta o balanço de massa, aferir que uma das amostras de epissienito (epissienito 1) apresenta ganhos em Al e Na, mostrando uma tendência favorável à albitização.

4. INCLUSÕES FLUÍDAS (MICROFRATURAÇÃO E MICROTERMOMETRIA)

O estudo de circulação dos fluídos bem como das suas condições de aprisionamento foram divididas em dois métodos, o estudo da microfraturação e da microtermometria (criometria e termometria).

A microtermometria revela que no caso dos planos de inclusões fluídas estudados das amostras ME(bp)-1.3 e ME(bp)-1.4 revelam uma tendência preferencial de circulação NW-SE e E-W, respetivamente. As direções NW-SE são compatíveis com os principais acidentes da orogenia Varisca patentes na ZCI, por sua vez as direções E-W são mais próximas com a fraturação local/regional aparentando um maior controlo de circulação do fluído pelas mesmas. Seria de esperar que PIF estudados as direções de fraturação e consequente circulação do fluído fossem distintas entre as amostras do granito não alterado ME(bp)-1.3 e ME(bp)-1.4 e a amostra de epissienito ME(bp)-1.2 sendo que isto foi registado.

A microtermometria por sua vez revelou dados interessantes relativamente à composição dos fluídos em cada uma das lâminas estudadas, sendo a ME(bp)-1.3 a do granito não alterado e a do ME(bp)-1.2 a lâmina correspondente à alteração.

A lâmina correspondente ao granito não alterado possibilitou o estudo dos seus fluídos relativamente à sua percentagem em peso de NaCl bem como a sua temperatura de homogeneização, que corresponde à temperatura mínima de aprisionamento. Foi possível distinguir pelo menos duas gerações de fluídos distintas das quais ficou o registo em inclusões fluídas bifásicas (L + V), sendo um dos fluídos de salinidade baixa 0,5%-1,5% eq %Wt NaCl maioritariamente associado a inclusões isoladas ou de direção N-S. O segundo fluído é mais salino em equivalente NaCl compreendido entre os 4,5% e os 6% seguindo planos de microfraturação de direção preferencial NW-SE. Esta distinta diferença pode indiciar que o fluído mais salino corresponde a uma primeira fase de alteração hidrotermal resultando nalgumas das alterações vistas na fácies granítica.

A lâmina (ME(bp)-1.2) estudada da fácies epissienítica mostrou a existência de inclusões bifásicas (L + V) com fase líquida predominante, bem como inclusões monofásicas nas quais foi possível registar a temperatura de fusão do gelo. O estudo das inclusões fluídas da fase pós-magmática mostrou ser complexa, quer pela dispersão das inclusões fluídas e seus planos quer pelo carácter enrubescido do material e pelas inclusões de clorite vermicular no quartzo, o que por sua vez dificultou as análises.

É possível, no entanto afirmar que esta fácies sofreu uma percolação de mais do que um fluido hidrotermal que promoveu a alteração em estudo, sendo que numa fase inicial o fluido teria de ser ácido ($\text{pH} < 7$) para que ocorresse a desquartificação característica desta alteração. Pela análise do histograma eq%.Wt NaCl é clara a existência de um fluido de menor salinidade, entre os 0% e os 0,9% (aprox.), associado a PIF com orientação N-S, NW-SE e a inclusões fluídas isoladas / agrupadas. A existência de fluido(s) de maior salinidade parece ser evidente, embora a dispersão e quantidade amostral neste caso não permitam uma clara conclusão relativamente a estes.

Um dos problemas com o qual nos deparamos tem que ver com grande parte das inclusões com clara resolução ótica e suscetíveis de identificação de mudanças de fase foram inclusões monofásicas, no entanto estas afiguram-se-nos ser inclusões bastante salinas apresentando temperaturas de fusão do gelo bastante mais elevadas do que as inclusões bifásicas, tal é possível ver no histograma e tabela do ponto 7.3.2. do capítulo transato. Assim sendo, estes dados evidenciam que houve de facto uma interação fluido rocha de um ou mais fluidos de alta salinidade.

Relativamente à temperatura de homogeneização uma das principais dificuldades prendeu-se com a identificação das mesmas inclusões que tinham sido estudadas em criometria, uma vez o equipamento ser diferente e apresentar um campo focal distinto. As inclusões monofásicas por não apresentarem uma fase de vapor não foram consideradas para este estudo.

Todas as inclusões fluídas estudadas em termometria apresentaram uma homogeneização em líquido sendo possível pelo histograma apresentado distinguir três principais grupos de temperaturas mínimas de aprisionamento.

Grupo 1 – Th entre 100°C – 140°C

Grupo 2 – Th entre 300°C – 340°C

Grupo 3 – Th entre 400°C – 420°C

Tais resultados podem reduzir o espectro de fluidos que interagiram com a rocha com temperaturas bastante distintas. As inclusões monofásicas, de forma geral, pressupõem temperaturas mais baixas para os fluidos em circulação, uma vez que para haver uma fase gasosa na inclusão fluída é necessário que seja atingido o ponto de ebulição do fluido, o que no caso destas inclusões não se regista sendo as mesmas preenchidas apenas por uma fase líquida. Assim sendo a estas inclusões corresponderam as temperaturas de homogeneização mais baixas identificadas como

Grupo 1. Na lâmina ME(bp)-1.2 correspondente ao epissienito a presença destas inclusões bifásicas com eq.Wt% NaCl entre os 0.88 e os 23.18 mostra uma elevada salinidade do fluido que pode indicar a percolação de uma solução salmoura não necessariamente com presença única de Na mas também Ca^+ .

O Grupo 4 que apresenta maiores valores de Th não são habituais para as alterações estudadas pelo que devido à sua representação amostral podem advir de um erro de observação aquando da observação da homogeneização em líquido das IF bifásicas.

5. TRABALHOS FUTUROS

As geociências têm uma elevada importância no quotidiano humano e apresentam uma complexidade de estudo aliciante e apaixonante. A perceção da realidade só pode ser feita recorrendo a estudos minuciosos e detalhados com a devida identificação do problema para uma correta solução.

Assim sendo, o estudo dos processos de alteração hidrotermal em nada é diferente, apresentando um enorme potencial económico (como método complementar à prospeção) uma vez grande parte dos jazigos minerais apresentar, direta ou indiretamente, uma relação espacial com a circulação de fluidos que promoveram o seu enriquecimento num determinado minério. Na área em estudo os fluidos poderão estar associados às mineralizações de Urânio uma vez que já foram descritas mineralizações deste metal em epissienitos. Não sendo possível à data desta publicação tecer conclusões quanto a esta interação fluido-metalogenia este deverá ser um ponto estratégico para trabalhos futuros de forma a perceber se poderá haver algum tipo de ligação entre a mineralização e a circulação dos fluidos que deram origem às alterações descritas.

Em concreto a área de estudo é bastante complexa do ponto de vista geoquímico da circulação de fluidos que promoveram as alterações pós-magmáticas.

A sua inserção numa zona geotectónica de evolução ativa durante o ciclo varisco promoveu a circulação de vários fluidos magmáticos e pós-magmáticos, que entre outras promoveram as alterações apresentadas neste trabalho.

De forma a complementar o trabalho aqui apresentado seria de elevado interesse o estudo de maior número de amostras ao nível da petrografia e das inclusões fluídas sendo importante avaliar de forma mais sólida quais as direções preferenciais de microfraturação bem como os fluidos diretamente associados às diferentes classes de

PIF. A complementação da identificação mineral com uma análise em microsonda eletrónica será interessante de forma a avaliar as diferentes fases minerais presentes nas áreas de alteração, assim sendo uma das lâminas encontra-se no momento de entrega deste documento em análise para obtenção de análises químicas quantitativas em epidotos e clorites do epissienito. De forma a avaliar a estrutura cristalográfica e disposição molecular dos feldspatos com intuito de aferir conclusões bem definidas da sua temperatura e influência do processo de alteração hidrotermal seria importante realizar um maior número de análises de DRX e FTIR, com maior área amostral por forma a ser possível fazer uma análise estatística e de dispersão de dados.

A avaliação das fases magmáticas e magmáticas tardias tais como as cavidades miarolíticas e a albitização em veios na fácies granítica não alterada deverão ser alvo de atenção de forma a avaliar a mobilidade de dos elementos voláteis no magma que deu origem a este corpo magmático.

A utilização de novos métodos de estudo como isótopos de oxigénio e geoquímica de elementos menores e terras raras seria de enorme importância de forma a completar alguma da informação obtida neste trabalho podendo-se assim retirar mais e melhores conclusões face a este tipo de alterações.

Seria também interessante alargar o espetro de estudo geograficamente viajando um pouco na região de forma a caracterizar e avaliar a associação da alteração epissienítica com as mineralizações de urânio da região e, por último, identificar mais locais onde esta alteração é suscetível de estudo

VII.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS



REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Azevedo, M.R, Nolan, J., 1998. Hercynian late-post-tectonic granitic rocks from the Fornos de Algodres area (Northern Central Portugal). *Lithos* 44, 1-20.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B., 2013. Origem e Instalação de Granitóides Variscos na Zona Centro-Ibérica. *Geologia de Portugal*, 371-395
- Bodnar, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683-684.
- Bobos, I., Jaques, L., Noronha, F., 2005. Geochemistry, geothermometry, and K-Ar dating of episyenitic rocks associated with the Guarda uraniferous granites, Portugal. 8th Biennial SGA Meeting, Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge, Vols 1 and 2., 225 – 228.
- Cathelineau, M., 1985. Épisyenitisation ou dèquartzification hydrothermale: une typologie basée sur les successions minérales et sur le comportement différent de Si, Na et K. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 300, 677-680.
- Cathelineau, M., 1986. The Hydrothermal Alkali Metasomatism Effects on Granitic Rocks: Quartz Dissolution and Related Subsolidus Changes. *Journal of Petrology*, 27, 945-965.
- Cathelineau, M., Lespinasse, M., Boiron, M.C., 1987. Fluid inclusions planes: A geochemical and structural tool for reconstruction of paleofluids migration.
- Cheilletz, A., Giuliani, G., 1982. Role de la Déformation du Granite dans la Genèse des Episyénites Feldspathiques des Massifs de Lovios-Geres (Galice) et des Zaer (Maroc Central). *Mineralium Deposita*, 17, 387-400.
- Dias, R., Coke, C., 2006. O funcionamento dos grandes acidentes crustais no controlo da génese e instalação das rochas graníticas na zona Centro-Ibérica. VII Congresso Nacional de Geologia, Évora, 1231-1234

Davis, D. W., Lowenstein, T. K., Spencer, R. J. (1990). Melting behaviour of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl-H₂O, and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochimica & Cosmochimica Acta*, 54, 591-601.

De la Roche, H., Leterrier, J., Granclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2-diagram and major-element analyses – Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183--210.

Dias, R. & Coke, C., 2006. O funcionamento dos grandes acidentes crustais no controlo de génese e instalação das rochas graníticas na zona Centro-Ibérica. VII Congresso Nacional de Geologia, 1231-1234. Universidade de Évora.

Dias, G, Noronha, F, Almeida, A, Simões, PP, Martins, HCB, Ferreira, N (2010). Geocronologia e petrogénese do plutonismo tardi-Varisco (NW de Portugal): síntese e inferências sobre os processos de acreção e reciclagem crustal na Zona Centro-Ibérica. In: Neiva, JMC, Ribeiro, A, Mendes Victor, L, Noronha, F and Magalhães Ramalho, M (eds). *Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e sua História, Geologia Clássica, PublicaçãoComemorativa do Ano Internacional do Planeta Terra, Associação Portuguesa de Geólogos, Sociedade Geológica de Portugal* (1) Cap. II – Petrologia e Geoquímica (in Portuguese): 143-160.

Ewald, P. P., 1962. Fifty years of X- Ray diffraction. Springer Munich, 82-101.

Noronha, F., Guedes, A., 1998. Curso sobre o Estudo de Inclusões Fluídas (GIMEF). Vol.3, ISSN: 0873-741N

Goldstein, R. H.; Reynolds, T. J., 1994. Systematics of fluid inclusion in diagenetic minerals. *SEPM Short Course* 31, 199.

Gonçalves, L. M. S, Araújo, J. R. F. Araújo, Fonseca, E. C., Serrano Pinto, M. C., Ferreira Pinto, A. F., 1990. Folha 17-B, Fornos de Algodres. *Carta Geológica de Portugal*. Escala 1:50 000. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

Gresens, R. L., 1967. Composition-Volume Relationships of Metasomatism. *Chemical Geology*, 2, 47-55.

Janoušek, V., Moyen, J., Martin, H., Erban, V., Farrow, C., 2016. Geochemical Modelling of Igneous Processes – Principles and Recipes in R Language - Bringing the Power of R to a Geochemical Community. Springer Geochemistry. Springer, Berlin, 346.

Jaques, L., Bobos, I., Noronha, F., 2010. Estudo dos fluidos associados com a epissienitização de granitos biotíticos do Gerês e da Guarda (Portugal). Comunicações Geológicas, t. 97, 81-98.

Jaques, L., Noronha, F., Clauer, N., Bobos, I., Liewig, N., 2016. Chemie der Erde, Article in Press.

Kranz, R. L., 1983. Microcracks in rocks: a review. Tectonophysics, 100, 481-513.

Leroy, J. & Poty, B. (1969). Recherches préliminaires sur les fluides associés à la genèse des minéralisations en uranium du Limousin (France). Mineralium Deposita, 4, 395-400.

Leroy, J. & Holliger, P., 1984. Mineralogical, chemical and isotopic (U-Pb method) studies of Hercynian uraniferous mineralizations (Magnac and Fanay mines, Limousin, France). Chemical Geology, 45, 121-134.

Lespinasse, M., 1991. Les trainées d'inclusion fluids: marqueurs microstructuraux des paléocontraintes et des migrations fluids. Mém. Géol. Géochim. Uranium, 19, 251.

López-Moro, F. J., Moro, M. C., Timón, S. M., Cembronon, M. L., Cózar, J., 2012. Constraints regarding gold deposition in episyenites: the Permian episyenites associated with the Villalcampo Shear Zone, central western Spain. International Journal of Earth Sciences, Vol. 102, Issue 3, 721-744.

Meyer, C.; Hemley, J. J. (1967) – Wall rock alteration. *In*. H. L. Barnes Eds, Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 1st. Edn, Holt Rinehart & Winston, New York, 166-235.

MATTE, P. & RIBEIRO, A., 1975. Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relation avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc Ibéro-Armoricain. C.R. hebdomadaire des Séances Acad. Sci., Paris, Série D, Sciences naturelles, 280 (25): 2825-2828.

Matos Dias, J. M.; Basham, R., 1986. Uranium deposits in Portugal. In: Uranium Exploration Geology, I. A. E. A., Vienna, 181-191.

Noronha, F., Ribeiro, M.A., Almeida, A., Dória, A., Guedes, A., Lima, A., Martins, H.C., Sant'Ovaia, H., Nogueira, P., Martins, T., Ramos, R., Vieira, R., 2013. Jazigos filonianos hidrotermais e aplitopegmatíticos espacialmente associados a granitos (norte de Portugal). *Geologia de Portugal*, vol. I, 403-438

Parsons, I.; Rex, D. C.; Guise, P.; Halliday, A. N., 1988. Argon-loss by alkali feldspars. *Geochimica & Cosmochimica Acta*, 52, 1097-1112.

Pereira, E., Ribeiro, A. & Meireles, C., 1993. Cisalhamentos variscos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica, em Portugal. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 18, 89-119.

Pitcher, W. S., 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geologische Rundschau* 76/1, 51-79.

Poty, B., Leroy, J., Jachimowicz, L., 1976. Un novel appareil pour la mesure des températures sous le microscope, l'installation de microthermométrie Chaixmeca. *Bull. Soc. Franç. Minér. Cristallogr.*, 99, 182-186.

Priem, H. N. A, Tex, E., 1984. Tracing crustal evolution in the NW Iberian Peninsula through the Rb-Sr and U-Pb systematics of Paleozoic granitoids: a review. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, V.35, 121-130

Recio, C.; Ugidos, J. M.; Fallick, A. E., 1992. Origen de las sienitas asociadas a granitos biotíticos y anfibólicos en la zona Avila-Béjar (Sistema Central Español). *Actas III Congr. Geol. Esp.*, 1, 367-372.

Ribeiro, A.; Kullberg, M. C.; Kullberg, J. C.; Manupella, G.; Phipps, S. 1990. A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, 357-366.

Roedder, E., 1962. Studies of Fluid Inclusions I: Low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage. *Economic Geology*, 58, 1045-1061.

Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, 644 .

Schermerhorn, L.J.C., 1956. Igneous metamorphic and ore geology of the Castro Daire - São Pedro do Sul - Sátão region (Northern Portugal). *Comun. Geol. Portugal*, 37, 617.

Schermerhorn, L.J.C., 1981. Framework and evolution of Hercynian mineralization in the Iberia meseta. *Leidse Geol. Meded.*, 52 (1), 23-56.

FERREIRA, N., IGLESIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L., 1987. Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico.

Sepahi, A. A., Withney, D. L., Baharifar, A. A., 2004. Petrogenesis of andalusite-kyanite-sillimanite veins and host rocks, Snandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran. *Journal of Metamorphic Geology*, vol.22, 119-134. Doi:10.1111/j.1525-1314.2004.00502.x

Shand, S. J., 1943. *The Eruptive Rocks*, 2nd edn. New York: John Wiley, 444.

Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie et Son, LTD. New York.

Simmons, G.; Richter, D., 1976. Micro-cracks in rock. In: R. G. J. Strens Eds., *The Physics and Chemistry of Minerals and Rocks*. Wiley, New York, 105-137.

Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J.R., Nolan, J., 2005. U–Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. *Lithos* 82, 169-184.

Withney, D. L., Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Vol. 95, 185–187.

Worden, R. H.; Walker, D. L.; Parsons, I.; Brown, W. L., 1990. Development of microporosity, diffusion channels and deuteric coarsening in perthitic alkali feldspars. Contributions to Mineralogy and Petrology, 104, 507-515.

WEBGRAFIA

www.Mindata.com

www.serc.carleton.edu/

www.bgs.ac.uk

www.if.ufrgs.br

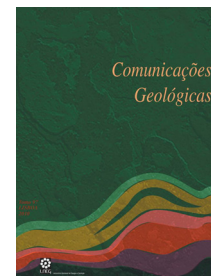
ANEXOS



Estudo mineralógico, petrográfico e geoquímico do processo pós-magmático do granito de Freixiosa-Mesquitela, Mangualde, Portugal: dados preliminares

Mineralogical, petrographical and geochemical study of the post-magmatic process from the Freixiosa-Mesquitela granite, Mangualde, Portugal: preliminary data

M. Maia¹, L. Jaques², I. Bobos^{1,3*}, F. Noronha^{1,3}



Artigo Curto
Short Article

© 2014 LNEG – Laboratório Nacional de Geologia e Energia IP

Resumo: O presente artigo visa o estudo mineralógico, petrográfico e geoquímico de amostras recolhidas no granito de Freixiosa-Mesquitela, com o intuito de avaliar a evolução dos processos de alteração hidrotermal. Identificaram-se três sequências paragenéticas distintas associadas à alteração K^+/Na^+ (microclina, albite, moscovite e biotite secundária), à alteração fílica (sericite \pm clorite) e à alteração propilítica (epidoto, clorite e hematite). Todas as alterações texturais e mineralógicas observadas ao microscópio reflectem a composição química das rochas alteradas estudadas. Os dados referentes ao balanço de massa confirmam que as rochas alteradas registaram perdas em SiO_2 , CaO e Na_2O e ganhos em Al_2O_3 , FeO e K_2O . Numa amostra verificou-se também, um ganho em Na_2O .

Palavras-chave: Alteração hidrotermal, Balanço de massa, Granito, Freixiosa-Mesquitela, Portugal.

Abstract: This work aims the study of the evolution of hydrothermal processes observed in the Freixiosa-Mesquitela granite. Three distinct paragenetic sequences associated with the K^+ / Na^+ alteration (microcline, albite, muscovite and secondary biotite), phyllic alteration (sericite, chlorite), and propylitic alteration (epidote, chlorite, hematite). The textural and mineralogical changes observed reflect the chemical changes recorded by the altered rocks studied. Mass balance calculations confirm that the altered rocks display losses of SiO_2 , CaO , Na_2O and gains on Al_2O_3 , FeO and K_2O . One sample (M2) shows also Na_2O gains, related with albitization processes.

Keywords: Hydrothermal alteration, Mass balance, Granite, Freixiosa-Mesquitela, Portugal.

1. Introdução

O processo de alteração hidrotermal dos granitos envolve transformações mineralógicas, químicas e texturais, devido à interacção entre fluidos aquosos quentes e as rochas em que circulam sob condições físico-químicas específicas. Os fluidos hidrotermais actuam quimicamente sobre os minerais primários das rochas graníticas, resultando na génese de associações minerais de neoformação em equilíbrio com as novas condições geológicas. As fases minerais resultantes da alteração pós-magmática são indicadoras das respectivas condições de P-T, bem como das condições redox e pH do próprio fluido hidrotermal. As características físico-químicas do fluido, pressão, temperatura, natureza e composição das rochas encaixantes são factores importantes durante o processo pós-magmático.

No presente trabalho apresentam-se os resultados preliminares do estudo mineralógico, petrográfico e geoquímico (elementos maiores) de amostras de zonas alteradas no granito de Freixiosa-Mesquitela. O objectivo consiste em compreender a evolução mineralógica e geoquímica que ocorreu neste granito durante a evolução pós-magmática.

2. Geologia

A região de Mangualde situa-se na ZCI, que inclui essencialmente formações metassedimentares e rochas graníticas. As primeiras integram o Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) ante-Ordovício, formando estreitas faixas indiferenciadas constituídas por xistos e grauvaques, com orientação predominante NO-SE. As rochas graníticas são tardi- a pós-tectónicas, relativamente à terceira fase de deformação Hercínica (Ferreira *et al.*, 1987). Datações obtidas em granitos tardi a pós-tectónicos das Beiras indicam uma idade Rb-Sr de 280 Ma (Serrano Pinto, 1983; Neiva *et al.*, 2013; Neves & Godinho, 1992; Pereira & Hurford, 1995). No caso do granito de Guarda, foram determinadas idades K-Ar de $245,0 \pm 4,8$ Ma na microclina em rochas alteradas epissieníticas (Bobos *et al.*,

¹Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, Rua do Campo Alegre, 4169-007 Porto, Portugal.

²Institute of Geology, Mineralogy and Geophysics, Endogene Geology Group, Ruhr-University of Bochum, Universität str. 150, 44780 - Bochum, Germany.

³Centro de Geologia e Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, Rua do Campo Alegre, 4169-007 Porto, Portugal.

*Autor correspondente / Corresponding author: ibobos@fc.up.pt

2005). Nos granitos das Beiras, Torre de Assunção (1956) refere a existência de rochas alteradas sob condições hidrotermais, assumindo a possibilidade de uma relação genética com as mineralizações de U. O mesmo tipo de processos hidrotermais, associados com a propagação/reactivação de zonas de falhas e de cisalhamento, foram também descritos em granitos da Serra da Estrela e na região da Guarda (Neiva *et al.*, 1987; Jaques, 2008). A região em estudo foi afectada por um sistema conjugado de fracturas NE-SO e NO-SE e um outro sistema NNE-SSO, associado aos desligamentos NE-SO (Teixeira *et al.*, 1963; Parga, 1969; Arthaud & Matte,

1975). A fácies granítica de Freixiosa-Mesquitela insere-se num grupo de granitos com grande extensão que se designam vulgarmente por granitos das Beiras. Este granito estende-se para norte do rio Alva até aos arredores da cidade de Viseu (Pereira & Ponte, 1992). É um granito de duas micas, grão médio, porfiróide, que se instalou numa fase tardi- a pós-tectónica (Fig. 1). O granito de Freixiosa-Mesquitela integra a “*subprovincia uranífera das Beiras*” (Thadeu, 1965), apresentando enriquecimento em urânio, tendo inclusivamente durante o século passado existido algumas explorações nesta região (Fig. 1).

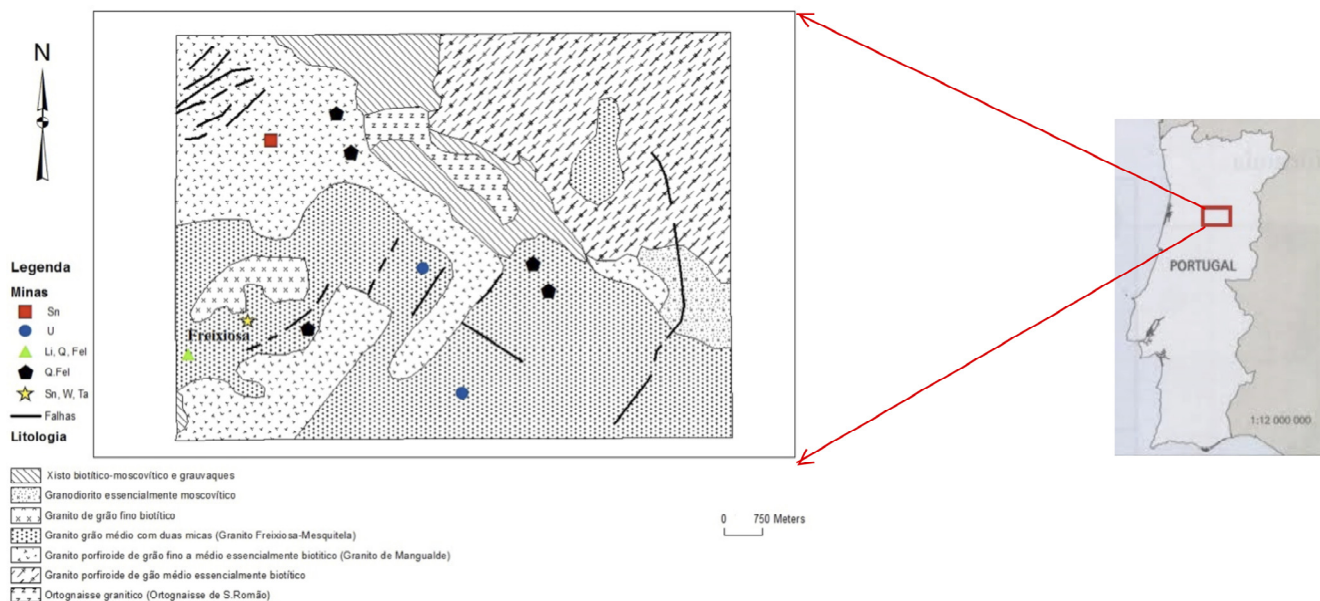


Fig. 1. Esboço geológico da região de Mangualde-Freixiosa (adaptado da Carta Geológica na escala 1:50 000, Folha 17-B Fornos de Algodres (Severo Gonçalves *et al.*, 1990).

Fig. 1. Geological sketch of the Mangualde-Freixiosa region (adapted from the Geological Map, 1:50 000 scale, Sheet 17-B Fornos de Algodres (Severo Gonçalves *et al.*, 1990).

3. Materiais e técnicas analíticas

Rochas alteradas correspondentes a diferentes fases de alteração hidrotermal foram recolhidas no granito de duas micas de Freixiosa-Mesquitela. A análise microscópica de lâminas delgadas e polidas permitiu uma caracterização mineralógica, petrográfica e microtextural, relativamente às diferentes fases de alteração hidrotermal, identificadas nas amostras seleccionadas. Neste estudo foi utilizado um microscópio petrográfico com luz polarizada transmitida (Leica ICC50HD), acoplado a uma câmara fotográfica (Leica LAS EZ V2.0.0) e um “software” de apoio (AxioVision 3.1 da ZEISS).

As análises químicas das fases minerais foram obtidas através da microsonda electrónica CAMECA CAMEBAX (LNEG - São Mamede de Infesta), sob as seguintes condições de trabalho: intensidade de corrente de 20 nA, voltagem de aceleração de 15 kV e um tempo de contagem de 30 s. Os minerais “standard” utilizados

foram: wollastonite (Si, Ca), MnTiO₃ (Ti, Mn), Al₂O₃ (Al), Fe₂O₃ (Fe), MgO (Mg), albite (Na), ortoclase (K) e fluorite (F). Para o cálculo percentual dos óxidos, foram utilizadas as correcções ZAF.

As análises químicas de rocha total, foram obtidas através de Fluorescência de Raios-X (Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro), tendo-se utilizado um aparelho do tipo Philips 2.4 KWu, com cristais PX1, PE002, Ge111 e LiF 2000.

4. Resultados

Mineralogia e petrografia das rochas graníticas alteradas. O granito de Freixiosa-Mesquitela apresenta textura hipidiomórfica granular, grão médio e porfiróide. A sua mineralogia é constituída por quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite e moscovite; as fases acessórias incluem ilmenite, monazite, zircão, alanita, entre outras. Esta rocha granítica sofreu processos de alteração

hidrotermal atribuídos à circulação de fluidos hidrotermais com características físico-químicas distintas ao longo de zonas fracturadas. No campo, observaram-se macroscopicamente zonas de granito alterado com enrubescimento, bem como, outras zonas que apresentam cor verde clara ou escura, devido à ocorrência de processos de epidotização ou de cloritização na rocha granítica. Zonas semelhantes com enrubescimento, foram também descritas na região da Guarda e do Gerês (Ávila Martins & Saavedra, 1976; Jaques, 2008; Jaques *et al.*, 2010).

As fases de alteração hidrotermal observadas ao microscópio incluem albitização, microclinização, muscovitização, biotitização, sericitização, cloritização, epidotização e calcitização. Na figura 2 apresentam-se alguns aspectos texturais observados ao microscópio, relativamente aos processos de alteração hidrotermal identificados no granito de Freixiosa-Mesquitela. Assim, na figura 2a observa-se uma zona de microclinização (Mk) da plagioclase, bem como a sericitização (Ser) da biotite magmática (preferencialmente ao longo dos planos de clivagem). Observam-se ainda minerais opacos (hematite ou ilmenite) na massa biotítica alterada. Foram também identificados exemplos de cloritização da biotite. Na figura 2b evidencia-se o processo de albitização da plagioclase primária (Ab), na qual é patente o desenvolvimento de maclas polissintéticas. Também se nota uma zona de sericitização (Ser) da plagioclase, que decorreu posteriormente à albitização. A microclinização (Mk) e a muscovitização (Mu) da plagioclase primária, observa-se na figura 2c. A moscovite secundária forma agregados constituídos por palhetas micrónicas. Processos de muscovitização (Mu) e sericitização (Ser) da plagioclase e da moscovite primárias, observam-se também na figura 2d. Albitização da plagioclase, acompanhada por epidotização, representa-se na figura 2e. O epidoto (Ep) apresenta hábito tabular prismático com cor verde clara, mas também pode ocorrer de forma granular com cor verde a castanha. O processo da cloritização da biotite primária é observado na figura 2g. Clorite (Cl) mais tardia a preencher cavidades na rocha alterada observa-se na figura 2f. Na figura 2h evidencia-se processos de albitização, sericitização da plagioclase e de epidotização.

Cristaloquímica das fases minerais de neoformação. Os minerais de neoformação identificados através da caracterização petrográfica, foram analisados com microsonda electrónica. As composições químicas médias obtidas e o cálculo da fórmula cristaloquímica para cada mineral, são apresentados na tabela 1. A composição química da albite secundária é constituída por Ab (80,4%), An (17,7%) e Or (1,9%). No caso das moscovitas secundárias nota-se uma variação no que diz respeito aos teores em Fe e Al, devido à substituição isomórfica na folha octaédrica. No caso da sericite, observa-se diminuição do K na estrutura cristaloquímica, comparativamente com a composição química da moscovite secundária.

Tendo em conta a cristaloquímica dos minerais de alteração, as proporções atómicas dos minerais analisados

foram projectados no diagrama $MR^3-2R^3-3R^2$ (Velde 1972). MR^3 representa a composição feldspática (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} e Al^{3+}), enquanto $2R^3$ representa o pólo dos filossilicatos dioctaédricos e $3R^2$ o dos filossilicatos trioctaédricos (*i.e.*, biotite e supostamente clorite). Na figura 3 representa-se a direcção da frente de alteração hidrotermal.

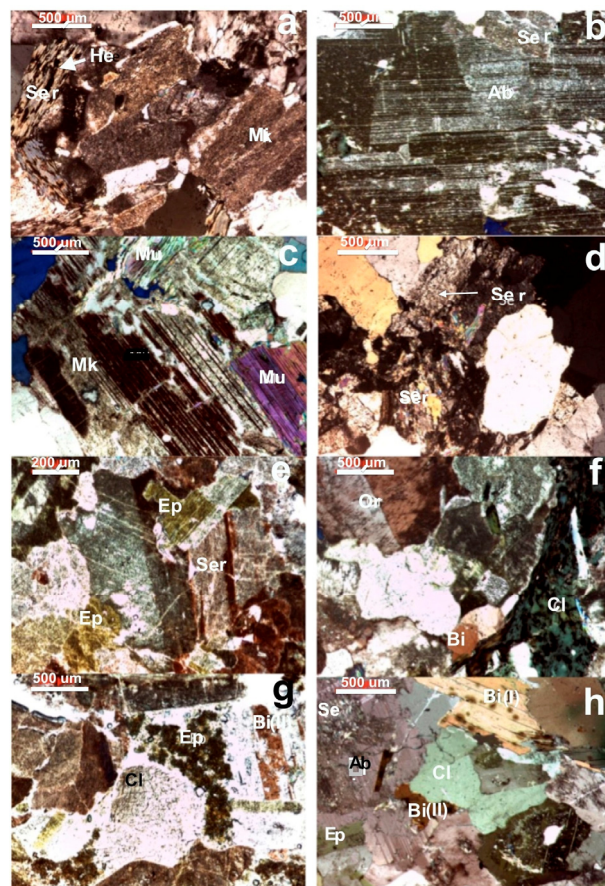


Fig. 2. Aspectos texturais e mineralógicos do granito alterado de Freixiosa-Mesquitela. (Legenda: a - Microclinização (Mk) da plagioclase e sericitização (Ser) da biotite magmática. Hematite (He) (N+); b - Albitização (Ab) e sericitização (Se) da plagioclase magmática (N+); c - Microclinização (Mk) e muscovitização (Mu) da plagioclase magmática (N+); d - Sericitização (Ser) da plagioclase e da moscovite magmática (N+); e - Albitização (Ab) da plagioclase acompanhada pela epidotização (Ep) (N+); f - Clorite (Cl) a preencher cavidades da rocha alterada (N+); g - Epidote (Ep) nas cavidades e cloritização (Ch) da biotite magmática (N+); h - Albitização (Ab) e sericitização (Ser) e epidotização (Ep) da plagioclase. Biotite magmática (Bi I) e biotite secundária (Bi II).

Fig. 2. Textural and mineralogical aspects of altered granitic rocks from Freixiosa-Mesquitela área (Legend: a - Microclinization (Mk) of plagioclase and sericitization of magmatic biotite. Hematite (He) (N+); b - Albitization (Ab) and sericitization (Ser) of magmatic plagioclase (N+); c - Microclinization (Mk) and muscovitization (Mu) of magmatic plagioclase (N+); d - Sericitization of plagioclase and magmatic muscovite (N+); e - Albitization of plagioclase accompanied by epidotization (Ep) (N+); f - Chlorite (Ch) filling cavities in the altered rock (N+); g - Epidote filling cavities and chloritization of magmatic biotite (N+); h - Albitization (Ab) and sericitization (Ser) and epidotization (Ep) of plagioclase. Magmatic (Bi I) and secondary (Bi II) biotite.

Tabela 1. Composições químicas médias dos minerais de neoformação analisados através de Microsonda Eletrônica. A fórmula estrutural foi calculada na base de 32 oxigénios (Albite), 11 oxigénios (Micas e sericite), 14 oxigénios (Clorite) e 13 oxigénios (Epidoto).

Table 1. Chemical compositions (mean values) of neoformation minerals analysed by electron microprobe. The chemical structural formula was calculated on a base of 32 oxygens (Albite), 11 oxygens (Mica and sericite), 14 oxygens (Chlorite) and 13 oxygens (Epidote).

	Albite n=5 320	Muscovite n=5 110	Biotite n=5 110	Sericite n=5 110	Clorite n=5 140	Clorite n=5 140	Epidoto n=5 130
SiO ₂	64.09	49.22	47.21	36.02	45.65	26.89	28.23
TiO ₂	0.02	0.02	0.59	2.54	0.04	0.08	0.04
Al ₂ O ₃	22.36	29.83	34.47	19.79	20.32	22.15	19.27
FeO	0.03	3.18	1.53	22.15	14.78	32.35	31.53
MnO	0.02	0.04	0.07	0.54	0.33	0.71	0.26
MgO	0.00	1.14	0.81	3.74	3.79	5.66	4.38
CaO	3.40	0.00	0.00	0.00	0.05	0.08	0.21
Na ₂ O	8.58	0.04	0.49	0.09	0.30	0.05	0.04
K ₂ O	0.31	10.34	9.95	9.16	7.73	0.03	0.56
Si	12.81	3.33	3.14	2.80	3.48	2.93	3.19
Ti	0.00	0.00	0.00	1.04	0.51	0.00	0.00
Al	5.26	2.38	2.71	0.77	1.26	2.83	2.57
Fe	0.01	0.18	0.09	1.44	0.53	2.94	2.98
Mn	0.00	0.00	0.00	0	0	0.00	0.00
Mg	0.00	0.12	0.11	0.43	0.41	3.18	3.22
Ca	0.73	0.00	0.00	0	0	0.01	0.03
Na	3.32	0.01	0.06	0.01	0.04	0.01	0.01
K	0.07	0.89	0.84	0.91	0.62	0.00	0.00
Na + K + Ca = 4.13							
%Ab=80.4							
%An=17.7							
Orthoclase=1.9							

N = média das 5 análises efectuadas

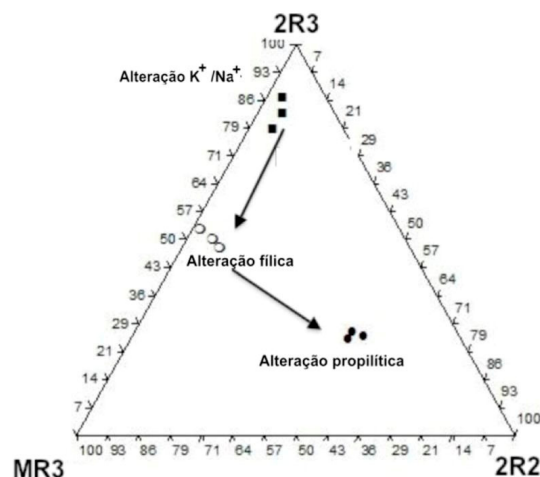


Fig. 3. Diagrama 2R³-MR³-2R² (Velde, 1972) para os minerais de alteração.

Fig. 3. The 2R³-MR³-2R² diagram (Velde, 1972) of neoformation minerals.

Geoquímica dos elementos maiores. A composição química oxidica dos elementos maiores presentes nas rochas graníticas frescas (M1) e alteradas (M2, M2a, M3, M4 e M5), encontra-se representada na tabela 2. A textura da amostra M2 é típica de uma rocha epissienítica, sendo caracterizada pela presença dos processos de microclinização e albitização. A amostra M3 inclui processos de feldspatização (microclinização e albitização), biotitização e moscovitização. A amostra M4 é caracterizada pela sericitização sobreposta aos processos de feldspatização, biotitização e moscovitização. Os processos de epidotização e cloritização foram identificados na amostra M5.

A quantificação química absoluta dos ganhos e perdas durante o processo de alteração hidrotermal foi calculada através da equação de Gresens (1967). No cálculo do balanço de massa, foi assumido que o Al₂O₃ e TiO₂ são imóveis durante a alteração do granito (Grant, 1986). Contudo, não se verificou neste estudo. Os valores absolutos dos ganhos e perdas foram calculados tendo em conta o oxigénio constante, resultando um factor de volume perto da unidade. A amostra M2 é caracterizada pela presença dos processos albitização, onde os ganhos são de 15,53 g/100 g e as perdas de -0,48 g/100 g (Fig. 4). Notam-se ganhos para o Al (3,86 g/100 g) e o Na (3,61 g/100 g). No caso da amostra M3 (alteração potássica), resultaram ganhos para elementos maiores de 6,66g/100g e perdas de -0,678 g/100 g. A amostra M4 (alteração filica) apresenta ganhos de 22,25 g/100 g e perdas de -3 g/100 g. Os ganhos relativamente às últimas amostras são evidentes nos casos do Al, Fe, Mg e K, enquanto as perdas são perceptíveis nos casos de Si, Ca e Na (Fig. 4).

Tabela 2. Composição química (elementos maiores) das rochas graníticas frescas (M1) e alteradas (M2, M2a, M3, M4 e M5).

Table 2. Chemical composition (major elements) of fresh (M1) and altered (M2, M2a, M3, M4, M5) granitic rocks.

Amostras	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	LOI %	Total %
M1	72.30	0.16	14.94	1.53	0.01	0.26	1.01	3.31	5.18	0.30	1.0	100.08
M2	62.89	0.38	19.31	2.23	0.07	0.48	0.63	7.00	4.33	0.31	2.4	100.04
M2a	66.72	0.26	16.86	1.89	0.01	0.49	0.48	5.39	5.26	0.30	2.3	100.07
M3	68.71	0.19	16.12	2.23	0.01	0.62	0.57	2.69	4.89	0.27	3.7	100.08
M4	60.91	0.22	24.55	2.00	0.03	0.41	0.28	0.06	7.02	0.21	4.4	100.10
M5	63.14	0.11	21.34	1.44	0.01	0.33	0.61	1.14	6.88	0.33	4.7	100.12

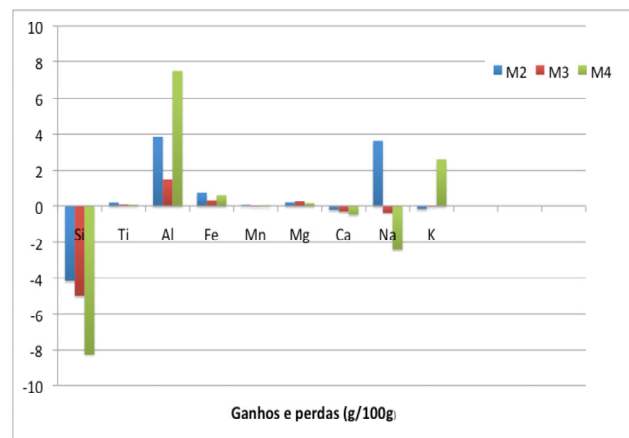


Fig. 4. Balanço de massa (g/100g) calculado para as rochas graníticas alteradas.

Fig. 4. The mass balance (g/100g) corresponding to altered granitic rocks.

4. Discussão

A circulação de fluidos hidrotermais no granito de Freixiosa-Mesquitela acompanhou o desenvolvimento dos sistemas de fracturas NE-SO que ocorrem na região. O estudo preliminar dos processos de alteração hidrotermal do granito, permitiu a identificação de um conjunto de estágios de alteração hidrotermal distintos, expressos pela ocorrência de diferentes fases minerais de

neoformação. As características texturais e mineralógicas das rochas alteradas permitem confirmar a ocorrência de um conjunto de processos químicos e mineralógicos derivados da variação química das soluções hidrotermais, desde um termo alcalino para um pH ligeiro mais ácido. Três associações paragenéticas distintas de fases minerais de neoformação foram identificadas (Tabela 3). Uma associação paragenética de temperatura mais elevada (300-400°C), associada ao metassomatismo alcalino, é caracterizada pela ocorrência de albite, microclina, moscovite II e biotite II. Durante este estágio, ocorreu um processo de lixiviação do quartzo magmático (quartzo I), devido à circulação das soluções alcalinas. Posteriormente, formaram-se sericite, clorite, quartzo II, epidoto e hematite, durante o metassomatismo de H^+ . A sequência paragenética constituída por sericite, clorite I (alteração de biotite magmática em clorite) é típica para uma alteração fílica, enquanto que a sequência correspondente a epidoto, clorite e hematite II é associada à alteração propilitica. Todas as alterações texturais e mineralógicas observadas ao microscópio reflectem a composição química das rochas alteradas estudadas. Os dados referentes ao balanço de massa confirmam que as rochas alteradas registaram perdas em SiO_2 , CaO e Na_2O e ganhos em Al_2O_3 , FeO e K_2O . Numa amostra (M2) verificaram-se também ganhos em Na_2O .

Tabela 3. Sequência paragenética dos minerais de alteração hidrotermal identificados no granito de Freixiosa-Mesquitela.

Table 3. Paragenetic sequence of neof ormation minerals identified in the Freixiosa-Mesquitela granite.

Minerais	Magma tico	Pós-magma tico	
		Potássica/ Sódica	Fílica
Propilitica			
Plagioclase I	+		
Ortoclase	+		
Moscovite I	+		
Biotite I	+		
Quartzo I	+		
Plagioclase II		+	
Microclina		+	
Quartzo II		+	
Moscovite II		+	
Biotite II		+	
Sericite			+
Clorite I			+
Epidoto			+
Clorite II			+
Hematite			+

Agradecimentos

Ao Dr. J. Farinha Ramos, pelo seu apoio com o trabalho laboratorial na utilização da antiga Microsonda Electrónica do LNEG - São Mamede de Infesta. Iuliu Bobos agradece ao Prof. Fernando Rocha, pela sua disponibilidade na utilização dos equipamentos do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro. Os autores agradecem ao revisor anónimo pela revisão do artigo.

Referências

- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les decrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics*, **25**, 139-171.
- Ávila Martins, J., Saavedra, J., 1976. Estudo do processo de Enrubescimento do granito da Serra do Gerês (Norte de Portugal). *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Geológico e Mineralógico da Universidade de Coimbra*, **82**, 79-93.
- Bobos, I., Jaques, L., Noronha, F., Clauer, N., Liewig, N., 2005. Geochemistry, geothermometry, and K-Ar dating of Episyenitic Rocks associated with the Guarda Uraniferous Granites, Portugal. *8th Biennial SGA Meeting*, Beijing-China, 225-228.
- Ferreira, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L., 1987. Granitoides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: F. Bea, A. Carnicero, J. Gonzalo, M. Lopez Plaza, M. Rodriguez Alonso, (Eds). *Geologia de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico*, Editorial Rueda, Madrid. (Libro de Homenaje a L.C. García de Figuerola), 37-51.
- Grant, J.A., 1986. The isocon digram – a simple solution of Gresens's equation for metasomatic alteration. *Economical Geology*, **81**, 1976-1982.
- Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, **2**, 47-65.
- Jaques, L., 2008. *Estudo da epissienitização de granitos da "Zona Centro-Ibérica". Contribuição para a caracterização dos processos hidrotermais pós-magmáticos*. Tese de doutoramento, Universidade do Porto (não publicada), 506 p.
- Jaques, L., Bobos, I., Noronha, F., 2010. Estudo dos fluidos associados com a epissienitização de granitos biotíticos do Gerês e da Guarda (Portugal). *Comunicações Geológicas*, **97**, 81-98.
- Neiva, A.M.R., Neiva, J.M.C., Parry, S.J., 1987. Geochemistry of the granitic rocks and their minerals from Serra da Estrela, Central Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**, 439-454.
- Neiva, A.M.R., Teixeira, R.J.S., Lima, S.M., Silva, P.B., 2013. Idade, Origem e Protólitos de Granitos Variscos de Três Áreas Portuguesas. Publicação digital. *Academia das Ciências de Lisboa*, 1-13.
- Neves, L.J.P.F., Godinho, M.M., 1992. Geologia da região de Torredeita (Viseu, Portugal Central), com especial ênfase nos granitoides, *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Universidade de Coimbra*, **113**, 1-28.
- Parga, J.R., 1969. Sistemas de fracturas tardi-hercynicas del Macizo Hesperico. *Trab. Laboratório Geológico de Laxe*, **37**, 1-15.
- Pereira, A.J.S.C., Hurford, A.J., 1995. Time of emplacement and cooling history of the late hercynian granites from Tondela-Oliveira do Hospital region (Central Portugal). *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Universidade de Coimbra*, **118**, 63-79.
- Pereira, A.J.S.C., Ponte, M.J.B., 1992. Geologia da região de Tondela-Oliveira do Hospital (Portugal Central). *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Universidade de Coimbra*, **114**, 1-17.
- Serrano Pinto, M., 1983. Geochronology of Portuguese granitoids: A contribution. *Studia Geológica Salmanticensis*, **XVIII**, 277-306.
- Severo Gonçalves, M.J., Araújo R.F., Fonseca Cardoso, E., Serrano Pinto, M.C., Ferreira Pinto, A.C., 1990. *Carta Geológica na escala 1:50 000, Folha 17-B Fornos de Algodres*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, Portugal.

- Teixeira, C., Ávila Martins, J., Medeiros, A.C., Pilar, P., Pinto de Mesquita, L., Neves Ferro, M., 1963. *Carta Geológica de Portugal. Escala 1:50 000. Notícia explicativa da Folha 18C, Guarda*. Serviços Geológicos de Portugal, 24 p.
- Thadeu, D., 1965. *Carta Mineira de Portugal*. Notícia Explicativa. Serviços Geológicos de Portugal, 46 p.
- Torre de Assunção, C.T., 1956. Petrografia do Continente Português. *Técnica*, **267**, 12 p.
- Velde, B., 1972. Phase equilibria for dioctahedral expandable phases in sediments and sedimentary rocks. *Proceedings of the International Clay Conference, Madrid*, **2**, 235-248.